ISLÄNDISCHE GESTEINE ...

L. Paul Schirlitz

Dem Andenken

meines theuren Vaters

gewidmet.

Vita.

Ich L. Paul Schirlitz bin geboren am 17. December 1857 zu Lindenhof im Kreise Berent, Provinz Preussen, als Sohn des praktischen Arztes Dr. Schirlitz. Nachdem ich bis zu meinem zwölften Jahre den Unterricht eines Privatlehrers erhalten hatte, wurde ich Ostern 1870 in die Quarta der Realschule I. Ordnung zu St. Petri in Danzig aufgenommen. Im Herbst des Jahres 1878 erwarb ich mir auf der Realschule I. Ordnung zu Thorn, welche Anstalt ich seit Ostern 1876 besuchte, das Reifezeugniss und bezog die Universität zu Leipzig, woselbst ich mich dem Studium der Naturwissenschaften und der Mathematik widmete. Ich hörte die Vorlesungen der Herren Professoren: Dr. Credner, Dr. Hankel, Dr. Hermann, Dr. Kolbe, Dr. Leuckart, Dr. Maier, Dr. Masius, Dr. Schenk, Dr. Wiedemann, Dr. Wundt, Dr. Zirkel und diejenigen der Herrn Privatdocenten Dr. Chun und Dr. Kalkowsky; auch arbeitete ich im mineralogischen Institut bei Herrn Prof. Dr. Zirkel, im chemischen Laboratorium und im physikalischen Cabinet bei Herrn Geh. Hofrath Prof. Dr. Wiedemann, im botanischen Institut bei Herrn Geh. Hofrath Prof. Dr. Schenk und im zoologischen Institut bei Herrn Geh. Hofrath Prof. Dr. Leuckart.

Isländische Gesteine.

Von P. Schirlitz.

Seit Krug von Nidda, dem ersten wissenschaftlichen Erforscher Islands, hat im Verlaufe eines halben Jahrhunderts eine ganze Reihe der hervorragendsten Geologen die ferne Insel besucht, um hier, an den Stätten grossartiger vulkanischer Thätigkeit, das Material zur Lösung wichtiger geologischer und petrogenetischer Fragen zu sammeln. An zahlreiche chemische Untersuchungen isländischer Gesteine, welche Forchhammer, Genth, R. Bunsen und Sartorius von Waltershausen ausführten, knüpften diese Forscher geistreiche Speculationen über die Entstehung der vulkanischen Gesteine. Denselben Männern verdanken wir auch die ersten ausführlicheren Nachrichten über den geologischen Bau Islands, auf welchen die neueren Untersuchungen von Zirkel, Kjerulf und Paijkull erläuternd und berichtigend weiterbauen konnten.

Die petrographischen Studien an isländischen Gesteinen, welche mit diesen Arbeiten eng verknüpft waren, fallen in eine Entwickelungsphase dieser Disciplin, in welcher die Resultate der chemischen Gesteinsanalyse noch nicht von der mikroskopischen Untersuchung interpretirt wurden; und da ausser einigen Notizen über die Mikrostructur isländischer Gesteine in den einschlägigen Werken von F. Zirkel[1]) und H. Rosenbusch[2]) keine umfassende Bearbei-

[1]) F. Zirkel. Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine.

[2]) H. Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine.

tung dieses Gegenstandes bekannt ist, so erschien die Aufgabe interessant und lohnend, eine grössere Serie solcher Vorkommnisse einer mikroskopischen und chemischen Untersuchung zu unterziehen.

Das Material hierzu hat mein verehrter Lehrer, Herr Professor Zirkel, von seiner Reise nach Island im Sommer 1860 mitgebracht und mir mit der grössten Bereitwilligkeit überlassen.

1. Die trachytischen Gesteine.

Die ausgedehnten Lager der Basalte und basaltischen Tuffe, welche weitaus den grössten Theil der Insel aufbauen, werden verhältnissmässig nur selten von Kuppen und Gängen unterbrochen, welche trachytisches Gesteinsmaterial liefern.

Bei einem Blick auf Paijkull's kleine geologische Uebersichtskarte von Island fällt die eigenthümliche Vertheilung der Gesteine aus der Trachytfamilie sofort in's Auge. Im Westlande sowol, wie im Osten der Insel liegen die Trachytvorkommnisse auf je einer Linie, welche im Allgemeinen eine Richtung von Süden nach Norden beibehält, während an der Nordküste nur eine Trachytkuppe bei Fagranes im Oexnadalr bekannt ist und im Süden der Insel gar kein Trachytvorkommniss gefunden wurde. Gemäss den an isländischen trachytischen Gesteinen angestellten chemischen Analysen schwankt der Kieselsäuregehalt derselben zwischen 70 und 80 Procent, und es scheinen neben diesen Rhyolithen eigentliche quarzfreie Trachyte nach dem Typus des Drachenfelsgesteins, deren Kieselsäuregehalt denjenigen des Sanidines nicht übersteigt, auf Island gänzlich zu fehlen, welches Resultat auch durch die mikroskopische Untersuchung dieser Gesteine bestätigt wird. Wenngleich sich auch nur ein Theil derselben als echte Quarztrachyte mit porphyrisch ausgeschiedenen Quarzen erwies, so findet dennoch der hohe Kieselsäuregehalt der andern Trachyte eine Erklärung in dem Auftreten des Quarzes als Gemengtheil der Grundmasse oder in den nachweislich sehr kieselsäurereichen Felso-Sphärolithen, welche sich in manchen dieser Gesteine sehr zahlreich vorfinden, oder endlich in dem Dasein einer wahrscheinlich sehr sauren Basis. Wegen der grossen Mannigfaltigkeit in der Structur und Ausbildungsweise dieser Gesteine lassen sich nur gezwungen allgemeine

Gesichtspunkte aufstellen, nach denen man dieselben gruppenweise besprechen könnte, weshalb die Vorkommnisse einzeln abgehandelt werden sollen.

Der hellgraue Rhyolith, welcher den steilen Baulakegel aufbaut, erregte schon die Aufmerksamkeit der ersten Erforscher Islands. Bunsen[1]) (I) und Kjerulf[2]) (II) haben denselben einer chemischen Analyse unterworfen, deren Resultate auffallend von einander abweichen, indem sich das Alkalienverhältniss der Analyse von Kjerulf in derjenigen Bunsen's fast geradezu umkehrt, und der Kalkgehalt nur halb so gross erscheint, während der Kieselsäuregehalt und die andern Basen recht befriedigend übereinstimmen. Die Bunsen'sche Analyse würde auf einen Trachyt hindeuten, der reich an Sanidin wäre, während gemäss der von Kjerulf angestellten Analyse desselben Gesteines ein kalkarmer Plagioklas bedeutend überwiegen müsste.

	I	II	III
SiO_2	75·91	74·77	76·32
Al_2O_3 . . .	11·49	13·57	12·96
FeO	2·13	1·92	1·86
CaO	1·56	0·81	1·26
MgO	0·76	0·53	0·49
K_2O	5·64	2·87	4·36
Na_2O	2·51	4·74	3·13
	100·00	99·21	100·38.

Hierüber giebt die mikroskopische Untersuchung einigen Aufschluss. Neben den mikroporphyrisch ausgeschiedenen Quarzen finden sich einzelne Sanidinkrystalle, welche schon makroskopisch im Dünnschliff hervortreten, ausserdem aber auch mikroporphyrische Sanidintäfelchen und Plagioklasleisten. Diese Gemengtheile sind aber nicht gleichmässig durch das ganze Gestein vertheilt, sondern die Vergleichung von sechs Präparaten ergab, dass der Sanidin stellenweise vor dem Plagioklas bedeutend vorwaltet, während an anderen Stellen der Sanidin gänzlich hinter dem Plagioklas zurücktritt, was die Schwankungen in den Analysenresultaten erklärlich

[1]) Poggendorff's Annalen LXXXIII, 201 fg.

[2]) Bischof, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. I. Aufl. II., 2207.

erscheinen lässt. Um daher die mittlere Zusammensetzung dieses Quarztrachytes annähernd festzutstellen, wurde eine grössere Quantität desselben von mir fein gepulvert und hiervon eine Probe einer Analyse unterworfen (III). — Die Mikrostructur der Quarze dieses Gesteines, sowol ihre scharf ausgebildeten Krystallformen und die zahlreichen farblosen Glaseinschlüsse, welche die Krystallformen des Quarzes auf das schärfste nachahmen, wie auch die radial faserig angeordneten Kränze von mikrofelsitischer Substanz, welche die rhombischen und hexagonalen Quarzdurchschnitte umgeben, sind bereits von F. Zirkel beschrieben worden, und es erübrigt nur noch hervorzuheben, dass sich auch an den Enden der Feldspathleisten dieser radial faserig struirte Mikrofelsit nicht zu selten vorfindet, welche Erscheinung sich mit dem Bilde eines Magnetstabes, dessen Pole in Eisenfeilspäne getaucht sind, nicht unpassend vergleichen lässt. Bei der ersten Beobachtung zwischen gekreuzten Nicols fällt es auf, dass die Mikrofelsitkränze der Quarze sich nicht, wie zu erwarten wäre, in jeder Stellung des Präparates isotrop erweisen, was gegen die Mikrofelsitnatur dieser Kränze streiten würde. Jedoch gelangt man bei genauerer Prüfung dieser eigenthümlichen Erscheinung zu der Ueberzeugung, dass die äussersten Ränder der doppelt brechenden Quarzkrystallschnitte sich keilförmig unter die Mikrofelsitkränze hinunterschieben und nun bei gekreuzten Nicols durch den an sich dunklen Felsitkranz hindurchleuchten. Für diese Erklärung spricht einmal der Umstand, dass die Erscheinung nur in den stets etwas dickeren, centralen Theilen der Schliffe beobachtet werden kann, während die Felsitkränze in den sehr dünnen peripherischen Partien der Präparate sich vollkommen isotrop verhalten, anderseits auch die Beobachtung, dass der scheinbar doppelt brechende Felsitkranz bei Drehung des Präparates zwischen gekreuzten Nicols in derselben Stellung dunkel wird, in welcher der zugehörende Quarzkrystallschnitt ebenfalls dunkel erscheint.

Die Basis dieses Gesteines wird von einem farblosen Glase gebildet, welchem zahlreiche krystallinische Körnchen eingelagert sind, so dass die rein glasige Substanz sich nur in dünnen Häutchen zwischen den doppelt brechenden Körnchen hinzieht. Mikrofelsitisch erscheint die Basis nur in den schon beschriebenen Zonen, welche die Quarze umgeben und an den Enden der Feldspathleisten auftreten. Neben Quarz und Feldspath ist noch

Magneteisen zugegen, während unzweifelhafter Augit oder Hornblende nicht beobachtet wurden. Gelblichbraune, radial faserige Partien, welche das Gestein ohne regelmässige äussere Begrenzung durchziehen, sind wohl als secundäre Bildungen zu betrachten, welche die Poren des Gesteines ausgefüllt haben. Gemäss seines optischen und chemischen Verhaltens (löslich in Salzsäure) würde dieses Zersetzungsproduct mit dem Delessit die grösste Aehnlichkeit haben.

Von den älteren Geologen wurde ein Gestein, welches die Vulkanspalte Vidi, zum Kraflasystem gehörig, in grossen Blöcken ausgeworfen hat, in nahe Beziehungen zu dem Baulagestein gebracht, weshalb sich die Besprechung desselben hier passend anreiht. Forchhammer, welcher dieses Gestein zuerst untersuchte, erwähnt Quarz, Hornblendenadeln und ein weisses blätteriges Mineral, welches neun Zehntel der ganzen Masse ausmache. Gestützt auf zwei Analysen dieses Gesteines (IV, V)[1], sucht er nachzuweisen, dass hier ein Feldspath vorliege, dessen Sauerstoffverhältniss 1 : 3 : 18 sei und bezeichnet denselben mit dem Namen Krablit. Dieser Krablit sollte auch die Grundmasse des Baulatrachytes bilden, weshalb er auch Baulit genannt wurde und Sartorius v. Waltershausen[2]) glaubt sogar, dass derselbe die Grundmasse aller Rhyolithe Islands ausmache.

	IV	V	VI
SiO_2	75·065	78·32	80·23
Al_2O_3 . . .	10·179	12·64	12·08
Fe_2O_3 . . .	4·714	1·57	
CaO	1·785	1·29	0·95
MgO	0·460	0·96	Spuren
K_2O } . . .	7·797	2·35	2·26
Na_2O }		3·59	4·92
	100·000	100·72	100·44.

(Nr. V wurde erhalten nach vorhergegangener Behandlung des Gesteinspulvers mit Salzsäure.)

[1]) „Journal für praktische Chemie" (Leipzig 1843, XXX., 385) übersetzt aus Oversigt over det kgl. danske Videnskabernes Selskab's Forhandlinger etc. i Aaret 1842, S. 43 fg.

[2]) Sart. v. Waltershausen. Vulkanische Gesteine in Sicilien und Island.

Nächst Forchhammer hat sich Genth[1]) mit der Untersuchung des Krablits beschäftigt. Er findet auf Grund einer Analyse das Sauerstoffverhältniss des angeblichen Feldspathes 1 : 3 : 24 und erwähnt die makroskopischen Quarzkrystalle, wie auch die spiessig ausgebildeten, 2 bis 3 Millimeter langen Krystalle, welche Forchhammer als Hornblendenadeln deutete, gar nicht.

Die älteren Lehrbücher der Mineralogie führen sämmtlich den Krablit oder Baulit als eine Feldspathspecies auf und Sartorius v. Waltershausen stellt ihn in seinem Werke: „Die vulkanischen Gesteine in Sicilien und Island" als kieselsäurereichste Varietät an die Spitze seiner Tabelle über die chemische Zusammensetzung der Feldspäthe. F. Zirkel[2]) spricht die Ansicht aus, dass der hohe Kieselsäuregehalt dieses Gesteines nicht dem darin enthaltenen Feldspath eigen sei, sondern durch reichlich beigemengten Quarz bedingt werde. Die spiessigen schwarzen Krystalle werden als Hornblende in Anspruch genommen. Neuere chemische Analysen und mikroskopische Untersuchungen lagen nicht vor.

Das Gestein zeigt auf frischen Bruchflächen eine schneeweisse Farbe und ist von langen schwarzen Nadeln förmlich durchspickt. Die zahlreichen Hohlräume, auf welchen sehr schön ausgebildete Quarz- und Feldspathkryställchen in grosser Anzahl aufsitzen, machen dasselbe derart bröckelig, dass es sich zwischen den Fingern zerreiben lässt, wodurch die Anfertigung von Dünnschliffen sehr erschwert wird. Bei mikroskopischer Untersuchung erwies sich der sogenannte Krablit zusammengesetzt aus Quarz, Sanidin, Plagioklas, Augit, Magneteisen, Apatit und Partien eines aus Feldspath und Quarz bestehenden Aggregats, welches vollkommen dem Schriftgranit gleicht. Eine glasige, amorphe Zwischenmasse wurde nirgends beobachtet. Die Quarze, welche im Gesteinsgewebe vorkommen, treten hier im Gegensatze zu den in den Hohlräumen aufsitzenden Quarzkrystallen nur in unregelmässig begrenzten Körnern auf, sind aber durch die zahlreichen Glaseinschlüsse, welche die Krystallformen des Quarzes nachahmen, und durch ihr Polarisationsverhalten wohl charakterisirt. Die Sanidine mit sehr regelmässigem zonarem Aufbau sind gut krystallisirt und

[1]) „Annalen der Chemie und Pharmacie" LXVI, 270.
[2]) W. Greyer und F. Zirkel. Reise nach Island. 322 fg.

finden sich in tafelartigen und leistenförmigen Durchschnitten, während der spärlicher auftretende Plagioklas auch hier die bekannte stängelige Ausbildungsweise mit fast quadratischen Querschnitten aufweist. An einigen Plagioklasen werden zwei Zwillingssysteme beobachtet, die sich fast rechtwinkelig durchkreuzen. Sehr wahrscheinlich ist es, dass hier eine Vereinigung des Albit- und Periklingesetzes vorliegt; doch gelang es nicht, dieses mit Bestimmtheit zu ermitteln. Glaseinschlüsse finden sich hier spärlicher, als in den Quarzen. Der dritte wesentliche Bestandtheil des Krablits ist der Schriftgranit. Dass wir es hier nicht mit einem regellos gelagerten Gemenge von Feldspath und Quarzpartikelchen zu thun haben, beweist schon der Umstand, dass in den einzelnen schriftgranitischen Partien sich sowol die Feldspathpartikel unter einander, wie auch der eingewachsene Quarz als optisch gleich orientirt ergeben. So weit bekannt, ist eine solche Verwachsung bis jetzt nur in Graniten, Granitporphyren und verwandten Gesteinen, aber nicht in jungeruptiven beobachtet worden. — Die makroskopisch wahrnehmbaren schwarzen Krystallnadeln gehören dem Augit an. Im Dünnschliff erscheint derselbe mit hellgrüner Farbe, doch sind die einzelnen Nadeln zum grössten Theile mit einer Kruste von Magneteisen umgeben, so dass dieselben erst durch Behandlung mit Salzsäure pellucid gemacht werden mussten. Hierbei konnte man beobachten, dass nicht alles Magneteisen sich gleich schnell in Salzsäure löste und dass auf den Flächen der schwerer löslichen Partikel durch die Aetzung Strichsysteme hervorgerufen wurden, welche in ihrem Verlauf der rhomboëdrischen Spaltbarkeit des Titaneisens entsprechen; Erscheinungen, die auf das Vorkommen der Titansäure in diesem Magneteisen hinweisen. Der Augit ist derjenige Gemengtheil, welcher sich fast ganz frei von fremdartigen mikroskopischen Einschlüssen erweist.

Eine ganz eigenthümliche Ausbildung hat der Apatit in diesem Gestein erfahren, Die Apatitnadeln erreichen höchstens eine Dicke von 0·006 Millimeter und haben dabei eine unverhältnissmässige Länge, so dass dieselben fadenförmig ausgezogen erscheinen. Das ganze Gestein ist von diesen Nadeln durchwoben und durchstochen, denn dieselben setzen unbehindert durch alle andern Gesteinsgemengtheile, mit Ausnahme des Augits, hindurch und kreuzen sich unter einander vielfach, so dass es bei schwacher Vergrösserung den An-

schein gewinnt, als ob ein Gewebe aus haarfeinen Glasfäden sich durch das ganze Gestein hindurchspinnt. Trotz der grossen Dünne dieser Nadeln heben sich die Ränder derselben scharf und dunkel von den sie umschliessenden Gesteinsgemengtheilen ab, was auf eine beträchtliche Differenz zwischen den Brechungscoëfficienten beider Substanzen schliessen lässt. Diese Wahrnehmung, eine ausgeprägte Spaltbarkeit senkrecht zur Längsaxe dieser Nadeln und der chemisch nachgewiesene Phosphorsäuregehalt des Gesteines rechtfertigen ihre Bezeichnung als Apatit. Um näheren Aufschluss über die chemische Zusammensetzung dieses Gesteines zu erhalten, wurde zunächst eine Bauschanalyse desselben (VII) angefertigt; worauf vermittelst einer Quecksilberjodid-Jodkalium-Lösung Augit und Magneteisen von Quarz und Feldspath getrennt und der Kieselsäuregehalt dieses letzteren Gemenges bestimmt wurde (VIII). Durch sehr vorsichtige Verdünnung der Scheideflüssigkeit gelang es, in dem sehr fein zerriebenen Pulver den Quarz von der Feldspathsubstanz zu trennen, um letztere wieder einer Analyse zu unterwerfen.

	VII	VIII	IX
$Si\,O_2$	77·28	80·96	64·64
$Al_2\,O_3$	12·21		19·98
$Fe_2\,O_3$	2·67		0·14
$Ca\,O$	1·28		1·86
$Mg\,O$	0·57		
$K_2\,O$			9·84
$Na_2\,O$			5·03
			101·49.

Gemäss der Analyse Nr. IX, welche die Zusammensetzung des Gemenges von Sanidin und Plagioklas angiebt, würde in demselben annähernd auf zwei Theile Sanidin ein Theil Plagioklas kommen, der seinerseits wiederum aus drei Theilen Albit und einem Theil Anorthit bestehen würde. Berechnet man die Zusammensetzung eines Mischlings-Plagioklases, in welchem sich die Albit- zur Anorthitsubstanz wie 3 : 1 verhält, so ergiebt sich: $Si\,O_2 = 62{\cdot}23$, $Al_2\,O_3 = 23{\cdot}88$, $Ca\,O = 5{\cdot}02$. Ein Gemenge von einem Theil eines solchen Plagioklases mit zwei Theilen Sanidin würde ergeben: $Si\,O_2 = 63{\cdot}86$, $Al_2\,O_3 = 20{\cdot}24$, $Ca\,O = 1{\cdot}67$, welche Zahlen den durch die Analyse gefundenen Werthen sehr nahe kommen.

Im nördlichen Island, beim Bauerhofe Fagranes im Oexnadalr finden sich zwei Rhyolithe neben einander, von denen die hellgraue Varietät bereits von Bunsen[1]) chemisch untersucht ist (X). Neben diesem hellgrauen Gestein kommt noch ein dunkelgrün gefärbter Rhyolith vor, welcher bei makroskopischer Betrachtung stark zersetzt erscheint. Die mikroskopische und chemische Untersuchung (XI) der grünen Varietät ergiebt aber, dass wir in ihr nicht ein Zersetzungsproduct des frischer erscheinenden grauen Rhyolithes zu erblicken haben, sondern dass beide Varietäten selbständig neben einander vorkommen.

	X	XI
SiO_2	73·57	69·87
Al_2O_3 }	17·19	18·63
FeO }		3·37
CaO	1·41	1·47
MgO	0·81	0·13
Na_2O	4·83	1·33
K_2O	2·19	5·42
	100·00	100·22.

Die Plagioklaskrystalle des hellgrauen Rhyolithes, welche an Quantität den Sanidinkrystallen in diesem Gestein im Allgemeinen gleichkommen, sind durch schöne polysynthetische Zwillingsstreifung ausgezeichnet und enthalten, ebenso wie die Sanidine, zahlreiche Glaseinschlüsse, welche zum Theil mikrofelsitisch entglast sind. Neben diesen Feldspäthen kommt dunkelbraune Hornblende und grüner Augit in porphyrisch ausgeschiedenen Krystallkörnern und unregelmässig begrenzten Partien vor und können beide Mineralien im Dünnschliff durch ihre Farbe und charakteristisch ausgebildete Spaltbarkeit sehr gut von einander unterschieden werden; auch erweist sich die Hornblende im Gegensatze zum Augit stark pleochroitisch, c dunkelgrünlich-braun, b tief schwarz-braun, a hellgelblich-braun. Interessant war eine mehrfach beobachtete Verwachsung von Hornblende mit Augit, bei welcher erstere eine förmliche Kruste um die Augitkerne bildet und die krystallographischen Verticalaxen beider Mineralien sich stets in derselben Lage befinden. Ohne Zweifel sind beide Mineralien primärer Natur,

[1]) Poggendorff's Annalen LXXXIII, 201 fg.

da die Hornblende vollkommen compact erscheint und durchaus nicht die faserig-stängelige Ausbildungsweise des Uralits aufweist, wenngleich auch die krystallographische Orientirung der Hornblendekruste um die Augitkerne vollkommen derjenigen der uralitischen Hornblende entspricht. — Der Quarz ist nur spärlich in unregelmässig begrenzten Körnern ausgeschieden, und es muss daher zur Erklärung des hohen Kieselsäuregehaltes, den die Bauschanalyse dieses Gesteines aufweist, die Basis desselben als sehr acid angenommen werden. Die zahlreichen Hornblende- und Augitkrystalle, wie auch die häufig auftretenden klinotomen Feldspäthe verweisen dieses Gestein in die Gruppe der Dacite, während der hohe Kieselsäuregehalt dasselbe mehr dem Rhyolith zuweist. Jedenfalls kann dieses Gestein als ein dacitähnlicher Rhyolith betrachtet werden, welcher ein Zwischenglied zwischen den kieselsäurereichsten Sanidin- und Plagioklasgesteinen darstellt.

Die Grundmasse wird von einer amorphen, zum Theil etwas faserig entglasten Basis gebildet, in welcher kleine Hornblende-Mikrolithe und winzige farblose Körnchen, die sich als doppeltbrechend erweisen, eingestreut sind.

Ein ganz anderes mikroskopisches Bild bietet der grüne Trachyt von Fagranes dar. Grössere Sanidin-Krystalle sind nur spärlich vorhanden, während Augit, Hornblende und Quarz gänzlich fehlen. Dagegen finden sich kleine Sanidinleisten (durchschnittlich 0·1 Mm. lang und 0·01 Mm. breit) in sehr grosser Anzahl und paralleler Stellung in eine mikrofelsitisch entglaste Basis eingelagert, wodurch eine deutliche Mikrofluctuation hervorgerufen wird. Auf den zahlreichen Hohlräumen, welche das Gestein durchziehen, finden sich sehr regelmässig ausgebildete Tridymit-Aggregate, die mit vollständig hexagonalen Umgrenzungen in dieselben hineinragen. Die auffallende Färbung dieses Gesteines wird von einer dunkelgrünen Substanz hervorgerufen, welche, gleichsam wie ein grüner Saft, dasselbe gänzlich durchdrungen hat. Sie ist möglicherweise durch Zersetzung der mikrofelsitischen Basis entstanden, denn während die porphyrisch ausgeschiedenen Krystalle vollkommen frisch sind, siedelt sich die grüne Substanz gerade in der Basis an, welche sie an vielen Stellen gänzlich verdrängt hat. Auf Grund des sehr geringen Gehaltes an Magnesia, den die Analyse dieses Gesteines ergibt, kann dieses bei Behandlung mit Salzsäure nicht

verschwindende Zersetzungsproduct mit mehr Recht der Grünerde als dem Chlorit zugeschrieben werden.

Grosse Uebereinstimmung in der Ausbildungsweise zeigt der lichtgraue Rhyolith vom Thoreyjargnupr östlich von Melstadr im Nord-Westen der Insel und der grüngefleckte Rhyolith vom Felsen Arnarhnípa an der Laxá. Sie enthalten keine scharf umgrenzten grösseren Krystalle, sondern bestehen aus winzigen farblosen Körnchen und Nädelchen, welche sich als doppeltbrechend erweisen und in einer gelblich gefärbten, rein glasigen Basis eingebettet sind. Diese krystallinischen Ausscheidungen haben eine Ausdehnung von 0·1 bis 0·2 Mm. und gehören zum grössten Theil einem Feldspath an, welcher gemäss des hohen Natrongehaltes der von Bunsen ausgeführten Bausch-Analyse des Rhyolithes von Arnarhnípa (K_2O = 1·76, Na_2O = 4·18), wenigstens in diesem Gestein, trikliner Natur sein müsste. Kleine grünlich-gelbliche Körnchen, welche sich zahlreich in dem Rhyolith vom Arnarhnípa vorfinden, dürften wohl mit grosser Wahrscheinlichkeit als Epidot zu deuten sein, wenngleich das Auftreten dieses Minerals in einem jungeruptiven Gestein sehr befremden muss. Ob der Epidot hier primärer oder secundärer Entstehung ist, konnte nicht ermittelt werden.

Bei Raudarsbrida am Hamarsfjördr im Ostlande tritt ein hellgraues, durch Eisenoxyd stellenweise röthlich gefärbtes Gestein gangförmig auf, welches als „Sanidinrhyolith" bezeichnet werden kann. Zahlreiche Leisten und Täfelchen von Sanidin liegen in einer globulitisch entglasten Materie eingebettet. Kleine dunkle Glaskörnchen, welche hier das Differenzirungsproduct innerhalb einer an sich farblosen Glasbasis bilden, reihen sich zu Fäden aneinander, die sich wiederum zu sphärolithischen Gebilden gruppiren, oder zu Knäueln mit einander verfilzen. Die Sanidine sind fast gänzlich frei von Glaseinschlüssen, enthalten aber Magneteisenpartikel und winzige 0·003—0·01 Mm. grosse farblose Kryställchen, welche ein scharf ausgebildetes hexagonales Prisma mit sechsseitigen Zuschärfungen an beiden Enden deutlich erkennen lassen und schon von F. Zirkel[1]) als Quarzkryställchen gedeutet wurden. Dieselben liegen einzeln in den Sanidinen oder kleben gruppenweise an den darin eingeschlossenen Magneteisen-Körnern, während sie sonst in

[1]) F. Zirkel, Mikroskop. Beschaff. d. Min. u. Gest. S. 342.

dem Gestein als selbständige Gemengtheile sonderbarer Weise nirgends aufgefunden wurden.

Erschienen die sphärolithischen Gebilde dieses Rhyolithes in Folge ihres Aufbaues aus Globuliten gleichsam radial-strahlig punktirt, so zeichnet sich im Gegensatze hierzu der Trachyt vom Moskardshnukr an der Esja durch Sphärolithe aus, welche aus einem faserigen Mikrofelsit aufgebaut sind. Unendlich feine Fäserchen und Härchen von gelber und brauner Farbe bilden in radial-strahliger Anordnung diese Felso-Sphärolithe, welche bei gekreuzten Nicols ein schwarzes Kreuz wahrnehmen lassen. Oft finden sich mehrere dieser Sphärolithe dicht neben einander gelagert, während wieder an anderen Stellen ein gelblich gefärbtes Glas mit zahlreichen farblosen Mikrolithen und Feldspathleistchen sich zwischen die einzelnen Sphärolithe gedrängt hat.

Von den trachytischen Gläsern haben die Trachytpechsteine und Obsidiane auf Island eine Verbreitung gefunden, welche derjenigen der Rhyolithe nicht nachsteht. Die Glasbasis der Trachytpechsteine ist durchgehend gefärbt. Grün, Gelblichgrün und ein lichtes Braun sind, wie das ebenfalls an Trachytpechsteinen anderer Länder wahrgenommen ist, auch hier die vorherrschenden Farbentöne. Die Färbung dieser Gläser wird durch den grösseren oder geringeren Eisengehalt derselben bedingt, was schon daraus hervorgeht, dass eisenreiche Mineralien, wie Magneteisen und Augit, sehr häufig in den Dünnschliffen von einer Zone farblosen Glases umgeben sind, während die Feldspäthe direct von der gefärbten Glasmasse umschlossen werden; eine Erscheinung, welche besonders schön in den Trachytpechsteinen von Herdisarvik (Selvogr) und vom Hamarsfjördr hervortritt. Bemerkenswerth erscheint es, dass in diesen Gläsern eine Entglasung durch Mikrolithe viel häufiger angetroffen wurde, als die krystallitischen Entglasungsproducte. Nur ein Pechstein von Hamarsfjördr zeigte eine vorzüglich ausgebildete globulitische Entglasung, und ein zweiter, aus dem Ostlande stammender Pechstein enthielt neben zahlreichen Mikrolithen auch spärlich ausgeschiedene Trichite. Der Sanidin findet sich sowohl in grösseren, gut ausgebildeten, wie auch in mikroskopischen Krystallen in allen isländischen Trachytpechsteinen; neben ihm wurde auch Augit in unregelmässig begrenzten Körnern und langgestreckten prismatischen Säulchen häufig beobachtet. Der grüne Pechstein, welcher am Fusse

des rhyolithischen Baulakegels den Basalt und Tuff durchsetzt, führt zahlreiche prismatisch ausgebildete Pyroxen-Krystalle, welche wohl sämmtlich dem rhombischen System angehören, da zwischen gekreuzten Nicols schief auslöschende verticale Längsschnitte nicht aufgefunden wurden. Die schon früher von F. Zirkel[1]) gemachte Angabe, dass sich in den Sanidinen isländischer Trachytpechsteine kleine Krystalle vorfinden, welche ihrer Gestalt ($\infty P . P$) und ihrer intensiven Färbung im polarisirten Lichte nach nur als Quarzkrystalle gedeutet werden können, erhielt bei den neu vorgenommenen Untersuchungen ihre volle Bestätigung. Die Kryställchen finden sich einzeln in den porphyrischen Sanidinen eingeschlossen oder auch an den Rändern grösserer Magneteisen-Partikel gleichsam klebend, mit welchen sie dann zusammen in die Sanidin-Krystalle eingeschlossen wurden. Es ergibt sich hierdurch eine interessante Beziehung zwischen den Trachytpechsteinen einerseits, nnd den, unter ihren selbständigen Gemengtheilen keinen Quarz enthaltenden isländischen Rhyolithen andererseits, bei welchen ja auch dieselben Quarz-Kryställchen in den Sanidinen aufgefunden wurden. Neben dem Magneteisen enthalten einige der Pechsteine noch sechsseitig begrenzte, schwarze und gänzlich impellucide Täfelchen, welche wahrscheinlich dem Titaneisen angehören. Die Annahme, dass hier Schnitte von Rhombendodekaëdern des Magneteisens vorliegen, ist deshalb nicht statthaft, weil auch schmale leistenförmige Längsschnitte desselben Minerales sich in den Dünnschliffen vorfinden. Fluctuationserscheinungen, hervorgerufen durch parallele Lagerung der Entglasungsproducte, sind überall zu beobachten. Olivin, welchen F. Zirkel als accessorischen Gemengtheil isländischer Trachytpechsteine aufführt, konnte ich in meinen Präparaten nicht auffinden und ist es kaum zweifelhaft, dass die gelblich-grünen Augite dieser Pechsteine damit verwechselt wurden.

Gleich den Trachytgesteinen zeigen auch die isländischen Obsidiane meist eine dunkle Färbung ihrer Glasmassen, welche nicht durch mikroskopische Interpositionen hervorgerufen wird, sondern dem Glase selbst eigen ist. — Das berühmte Gestein vom Hrafntinnuhryggr, ausgezeichnet durch seine sammetschwarze Farbe, den intensiven Glasglanz und seinen schönen, flach muscheligen Bruch,

---

[1]) F. Zirkel, Mikrosk. Beschaff. der Mineral. u. Gest. S. 380.

enthält an manchen Stellen 2—3 Mm. breite Bänder eines matt erscheinenden Glases von grauschwarzer Färbung, welches sich bei mikroskopischer Untersuchung als ein farbloses Glas erweist, erfüllt mit unzähligen sehr kleinen, schwarzen Körnchen und Blättchen. Neben diesen kleinsten Interpositionen finden sich auch, ihrer Substanz nach zweifellos zu ihnen gehörig, durch das ganze Glas zerstreute, hexagonal und rhombisch begrenzte Täfelchen und senkrecht zu diesen geführte leistenförmige Längsschnitte desselben Minerales, von denen die grössten Täfelchen einen Durchmesser von 0·01 Mm. bei einer Dicke von kaum 0·0017 Mm. haben. Ein Theil derselben ist mit brauner Farbe durchscheinend und wird zwischen gekreuzten Nicols vollkommen dunkel. Diese letzteren gehören wahrscheinlich dem Biotit an, während die übrigen Täfelchen impellucid sind und von mir als Titaneisen gedeutet wurden. Eine Prüfung der aus dem Gestein herausgesprengten mattschwarzen Schlieren ergab 1·5% Titansäure. Soweit sich ermitteln lässt, ist ein solches Vorkommen von Titaneisen in Glas noch nicht beobachtet worden.

Eigenthümlich sind die sphärolithischen Gebilde, welche sich in dem Obsidian vom Hrafntinnuhryggr und einem zweiten isländischen Glase, unbekannter Provenienz, vorfinden. Während es im Allgemeinen als Regel gilt, dass sich Globulite und Trichite gegenseitig ausschliessen, betheiligen sich in diesen Obsidianen beide Devitrificationsproducte an dem Aufbau von eigenthümlich struirten Felso-Sphärolithen. Aeusserst winzige, dunkelgefärbte Glaseier reihen sich zu Kränzen oder wellig gebogenen Schnüren aneinander und werden von dicht mit einander verfilzten Trichiten zu Kugeln zusammen geballt, welche schon makroskopisch im Dünnschliff hervortreten. Meist ragen noch die Trichite in radialstrahliger Anordnung aus diesen Anhäufungen von Globuliten in das Obsidianglas hinein und lassen dadurch den radiären Aufbau des ganzen Gebildes noch deutlicher hervortreten. Diese Sphärolithe sind von einer Zone farblosen Glases umgeben, in welchem zahlreiche capillare Sprünge einherziehen, deren Anordnung und Verlauf an die Zwiebelschalenstructur perlitischer Gläser erinnert. Eine schwache Doppelbrechung, welche an der farblosen Glaszone beobachtet wurde und das Auftreten der capillaren Sprünge ist wohl auf ungleichmässige Spannungsverhältnisse im Umkreis der Sphärolithe zurückzuführen. Ausserdem trifft man nur noch spärliche hellgrüne Mikrolithe (vermuthlich

Augit), die sich zu drei- und vierzähligen Gruppen um einen Punkt ordnen, und winzige, spindelförmig ausgezogene Dampfporen in dem sonst ganz homogenen, mit brauner Farbe durchscheinenden Glase an.

Der bläulich schimmernde Obsidian vom Eskifjördr zeigt eine schieferig blätterige Absonderung und führt makroskopische Feldspathkrystalle, zu welchen sich noch spärlich ausgeschiedener Augit in grünen Körnern gesellt. Die porphyrischen Feldspäthe gehören wohl zum grössten Theil dem Sanidin an, doch wurden auch zwei einfach verzwillingte Krystalle aufgefunden, welche in Schnitten senkrecht zu $\infty \breve{P} \infty$ eine Auslöschungsschiefe von 8—9° rechts und links der Zwillingsebene ergaben, also nicht Carlsbader Orthoklaszwillinge sein konnten, sondern unzweifelhaft dem Plagioklas zugerechnet werden mussten. Es ist hiernach sehr wahrscheinlich, dass auch manche der anderen Feldspäthe, deren krystallographische Orientirung im Schliff nicht bestimmt werden konnte, trikliner Natur sind. Einige grünliche Augitmikrolithe und wenig Magneteisen liegen in dem, mit brauner Farbe durchscheinenden Glase regellos verstreut. Ausserdem wurden in diesem Obsidian farblose, wellig und im Zickzack gebogene Schlieren beobachtet, welche kein Obsidianglas sind, sondern aus unregelmässig begrenzten, krystallinischen Körnchen mit lebhafter Aggregatpolarisation bestehen. Die in den Sanidinen eingeschlossenen mikroskopischen Quarzkryställchen, welche uns schon aus den Rhyolithen und Trachytpechsteinen bekannt sind, wurden auch in diesem Obsidian wieder aufgefunden. — Ein pechschwarzer Obsidian von der Litla Baula ist aus papierdünnen, gekrümmten Lagen eines braun durchscheinenden Glases zusammengesetzt, deren Cohärenz aber so gering ist, dass ein leichter Hammerschlag genügt, um das Gestein in viele wellig gebogene Glasblättchen zu zersprengen. Mit Ausnahme weniger Augitkörner erwies sich dieses Gestein vollkommen frei von irgend welchen krystallinen oder krystallitischen Ausscheidungen, und es würde demnach dieser Obsidian das homogenste aller isländischen Gläser darstellen. Mehrere andere Obsidiane, welche noch untersucht wurden, wiesen keine bemerkenswerthen Eigenthümlichkeiten auf, doch mag noch hervorgehoben werden, dass bei den Obsidianen ebenso wie bei den Trachytpechsteinen Islands eine Entglasung durch Mikrolithe ungleich häufiger beobachtet wurde, als die Ausscheidung von Globuliten und Trichiten.

Bei Raudarsbrida am Hamarsfjördr findet sich ein bläulichgraues Gestein, welches schon makroskopisch als Perlit erkannt werden kann. Die tadellos ausgebildete Perlitstructur dieses Gesteines, welches mit zahlreichen Strömen farbloser Mikrolithe erfüllt ist, erhebt diesen Perlit zu einem typischen Vorkommniss, welches den ausgezeichneten ungarischen Perliten in der Correctheit der Ausbildung nicht nachsteht. Die Mikrolithe sind sämmtlich kleine, grünlich gefärbte Säulchen mit kreisförmigem Querschnitt und an den Enden rundlich zugespitzt, während trichitische und globulitische Ausscheidungen gar nicht auftreten. Auffallend ist auch die absolut übereinstimmende Grösse, welche die Hunderttausende dieser Mikrolithe aufweisen. Spärlich ausgeschiedene Augitsäulchen und Magnetitkörnchen sind die einzigen krystallinischen Elemente dieses Gesteines.

Als Anhang an die trachytischen Gesteine sollen hier noch zwei Vorkommnisse vom Hamarsfjördr Erwähnung finden, deren allgemeiner petrographischer Habitus ihre Zugehörigkeit zur Trachytfamilie unzweifelhaft darthut, bei denen aber eigenthümliche Gegensätze in der makroskopischen Ausbildung und der Mikrostructur die Zuzählung zu einer bestimmten Classe dieser Gesteinsabtheilung erschweren.

Das eine dieser Vorkommnisse besteht aus gelblichgrünen, porcellanähnlichen Kugeln, welche durchschnittlich einen Durchmesser von 6—8 Mm. haben und fast ohne Bindemittel zu einem traubenförmigen Haufwerk mit einander verwachsen sind. Die zwischen den einzelnen Kugeln auftretenden Höhlungen sind zum Theil durch secundäre Ausscheidungen von Chalcedon, Kalkspath und Eisenoxyd ausgefüllt. Diese kugeligen Gebilde, welche makroskopisch an Sphärolithe erinnern, zeigen aber im Dünnschliff nicht den erwarteten radialstrahligen Aufbau, sondern bestehen aus einem gelblichgrünen Glase, in welchem zahlreiche Feldspathmikrolithe durch sehr regelmässig parallele Lagerung eine Mikrofluctuation hervorbringen, und einer farblosen, doppelt brechenden Substanz, deren überaus zarte Fasern sich zu eisblumenähnlichen Gebilden zusammen gruppirt haben, was besonders deutlich und schön bei der Untersuchung im polarisirten Licht hervortritt. Ihrer chemischen Natur nach scheinen diese eigenthümlichen Gebilde dem Feldspath anzugehören. Vergegenwärtigt man sich den Gesammteindruck, den dieses Gestein, besonders bei Beobachtung im polarisirten Licht,

ausübt, so gewinnt man deutlich die Vorstellung, dass, nachdem der in der Parallelstellung der Feldspathmikrolithe ausgesprochene Fluss des Gesteinsmagmas ins Stocken gerathen war, nun die Abkühlung so schnell erfolgte, dass ein Theil der noch übrigen Feldspathmaterie nicht mehr Zeit fand, sich in Krystallen zu vereinigen, sondern in diesen merkwürdigen eisblumenähnlichen Gebilden anschoss, welche regellos nach allen Richtungen in den einzelnen Kugeln gelagert sind.

Eine solche Fluctuation in diesem Gesteine ist aber nicht anders denkbar, als dass wir eine Zwischenmasse annehmen, welche diese sphärischen Gebilde umschloss, die aber, vielleicht weniger acid als diese, schneller der Verwitterung anheimfiel, so dass jetzt das ganze Gestein aus einem Haufwerk von Kugeln besteht, welche nur da noch miteinander zusammenhängen, wo sie sich ursprünglich schon berührten, während die Abscheidungen von Kalkspath, Chalcedon und Eisenoxyd die Ueberreste der zersetzten Zwischenmasse darstellen würden. Für diese Annahme spricht auch die Beobachtung, dass die Mikrofluctuation in allen Kugeln dieselbe Richtung verfolgt; eine Erscheinung, die sich kaum durch eine andere Annahme ungezwungener erklären liesse. Immerhin bleibt es aber höchst auffällig, und es ist mir kein zweites Beispiel hierfür bekannt, dass in einem Gestein die Zwischenmasse, welche sphärische Gebilde irgend welcher Art einhüllt, so vollständig wie hier zersetzt ist, während diese letzteren vollkommen frisch und unzersetzt zurückbleiben.

An dem zweiten dieser Gesteine sind makroskopisch zahlreiche hellgraue Kugeln von der Grösse eines Hanfkornes sichtbar, welche in eine etwas dunkler gefärbte Zwischenmasse eingelagert sind und an den verwitterten Aussenflächen des Gesteines sphärisch aus der Grundmasse hervorragen. Unter dem Mikroskope gewahrt man, dass das ganze Gestein aus einer felsitisch entglasten Materie besteht, in welcher Feldspathmikrolithe und fadenförmig ausgebildete, impellucide Entglasungsproducte durch parallele Lagerung eine deutliche Mikrofluctuationserscheinung hervorrufen. Der Farbe nach zerfällt dieser Mikrofelsit in eine dunkel rothbraune Modification, welche gleichsam die Grundmasse des Gesteines bildet, und welcher die sphärischen Gebilde, aus hellgrau gefärbtem Mikrofelsit bestehend, eingelagert sind. Durch diese Farbengegensätze treten die kugeligen Concretionen im Dünnschliff sehr scharf hervor, obgleich

kein wesentlicher structureller Unterschied zwischen der Substanz derselben und der sie einhüllenden Zwischenmasse vorhanden ist; beide zeigen dieselben Entglasungsproducte, jedoch treten dieselben in den Sphärolithen spärlicher auf, beide lassen eine, im gleichen Sinne gerichtete, Mikrofluctuation gewahren, wenngleich dieselbe auch in den Centren der Sphärolithe verwischter und unklarer auftritt, und beide Modificationen enthalten einzelne porphyrisch ausgeschiedene Sanidinkrystalle, in denen wiederum die schon häufig beobachteten Quarzkryställchen angetroffen wurden.

Auf Grund des makroskopischen Befundes könnte man geneigt sein, diese beiden Vorkommnisse dem Sphärolithfels zuzuzählen. Dieser Annahme widerspricht aber die Mikrostructur der sphärischen Gebilde in beiden Gesteinen, welche nirgends jene regelmässige, radialstrahlige Gruppirung ihrer Gemengtheile aufweisen, wie sie für die Sphärolithe geradezu charakteristisch ist. Andererseits aber weisen die Mikrofluctuationserscheinungen und die Entglasungsproducte beider Gesteine unverkennbare Beziehungen zu den Trachytpechsteinen auf, so dass beide Vorkommnisse am passendsten bei dieser Classe eingereiht werden können.

Resultate.

1. Der Kieselsäuregehalt der isländischen trachytischen Gesteine übersteigt durchgehends denjenigen des Sanidines. Sie gehören also den Rhyolithen und ihren vitrophyren Modificationen an, wenngleich auch nur ein Theil derselben Quarzausscheidungen enthält. Eigentliche Trachyte von dem Drachenfels-Typus scheinen sonderbarer Weise ganz zu fehlen.

2. Der Augit hat in ihnen eine weit grössere Verbreitung als die Hornblende. Es verdient hervorgehoben zu werden, dass bei allen neueren Untersuchungen der sauren trachytischen Gesteine die lang prismatisch ausgebildeten Krystalle, welche man früher der Hornblende zurechnete, in den meisten Fällen als Augite erkannt wurden, wodurch das Auftreten der Hornblende in diesen Gesteinen ebenso beschränkt wird, wie in den Phonolithen, in welchen neuere Untersuchungen die weite Verbreitung des Augites und das bedeutende Vorherrschen desselben vor der Hornblende dargethan haben.

3. Als Einschlüsse in den porphyrisch ausgeschiedenen Sanidinen der quarzfreien Rhyolithe, der Trachytpechsteine und Obsidiane wurden zahlreiche mikroskopische Quarzkryställchen aufgefunden.

4. Biotit wurde nur ganz untergeordnet (Obsidian vom Hrafntinnuhryggr) angetroffen, wie überhaupt dieses Mineral auf Island fast gänzlich zu fehlen scheint.

5. Die Anwesenheit des Titans als Titaneisen oder titanhaltiges Magneteisen wurde in mehreren dieser Gesteine festgestellt.

6. Typische Hornblende-Andesite sind bis jetzt auf Island nirgendwo nachgewiesen worden.

2. Die Basaltgesteine.

Unter den Gesteinen der Plagioklas-Augit-Combination erregte eine Anzahl von Vorkommnissen, welche im Anhange zu F. Zirkel's „Reise nach Island“ als Augit-Andesite aufgeführt sind, meine besondere Aufmerksamkeit. Hierher gehört zunächst ein Gestein vom Hafenorte Hafnarfjördr bei Reikjavik, dessen Mengung grösstentheils schon makroskopisch gut beobachtet werden kann. Die mikroskopische Untersuchung ergab Plagioklas, Augit, Olivin, Magnetit und eine sehr spärliche, durch Globuliten entglaste Basis. Die vier an verschiedenen Punkten geschlagenen Handstücke zeigten keinen gleichmässigen Olivingehalt. In einem der Handstücke trat derselbe fast ganz zurück, während in einem anderen der Olivin sicher ein Viertel der ganzen Gesteinsmasse ausmachte. Forchhammer[1]) hat den Feldspath dieses Gesteines analysirt (I) und ihm den Namen „Hafnefjordit“ beigelegt. Eine Berechnung dieses Plagioklases als eine isomorphe Mischung von Albit und Anorthit lässt sich unter Zugrundelegung dieser Analysenresultate nicht ausführen, da hiernach dieser Plagioklas bei einem hohen Kieselsäuregehalt viel zu wenig Natron und eine unverhältnissmässig grosse Menge Kalk enthält. (Gemäss der Tschermak'schen Feldspaththeorie muss ein Kalk-Natron-Feldspath von 61% Kieselsäure über 8% Natron und 5% Kalk enthalten.) Zweifel an der Richtigkeit dieser Analyse veranlassten mich, vermittelst der Thoulet'schen Flüssig-

[1]) Journal für praktische Chemie, XXX., 489.

keit die Feldspäthe dieses Gesteines von den übrigen Gemengtheilen zu sondern und eine chemische Untersuchung des unter dem Mikroskop als völlig rein befundenen Materiales vorzunehmen (II). Berechnet man aus der Analyse Nr. II das Mischungsverhältniss von Albit und Anorthit, so ergibt sich $Ab : An = 1 : 2$.

	I	II
SiO_2	61·22	51·61
Al_2O_3	23·32	31·09
Fe_2O_3	2·40	0·24
CaO	8·82	13·01
MgO	0·36	
Na_2O	2·56	4·11
K_2O		Spur
	98·68	100·06

Demnach würde dieser Feldspath ein Labradorit sein, in welchem ein Theil Albitsubstanz mit zwei Theilen Anorthitsubstanz gemischt ist. Es ist unerklärlich, wie Forchhammer zu seinem Analysenresultat gelangte, da auch eine Verunreinigung des verwendeten Materiales durch andere Gemengtheile des Gesteines nicht angenommen werden kann, weil durch eine Beimengung von Augit oder Olivin wohl der hohe Kalk- und Eisengehalt der Analyse, nicht aber die beträchtliche Kieselsäuremenge eine Erklärung finden würde.

Mit dem durch die neue Analyse gelieferten Nachweis, dass hier kein Oligoklas, sondern ein Labradorit vorliegt, hat die Bezeichnung des Gesteines als Augit-Andesit, im älteren Sinne des Wortes, ihre Hauptstütze verloren, und der beträchtliche Olivingehalt macht auch eine Einreihung in die Classe der Augit-Andesite neuerer Definition unmöglich. Unter Berücksichtigung der Grössenverhältnisse der Gesteinselemente würde dasselbe als ein Dolerit betrachtet werden müssen.

Hieran schliesst sich eine ganze Reihe von Gesteinen, welche nördlich von Thingvallavatn, am Kvigyndisfell und bis hinauf zum Okjökull anstehen und sämmtlich als Augit-Andesite in Anspruch genommen wurden. Alle stimmen in ihrem makro- und mikroskopischen Befunde mit dem Dolerit von Hafnarfjördr genau überein und sie würden demnach nicht minder zur Basaltfamilie gehören. Ueberhaupt wurde kein olivinfreier, echter Augit-Andesit (im jetzigen

Sinne des Wortes), dessen Kieselsäuregehalt wenigstens 55% beträgt, unter den zahlreichen untersuchten Plagioklas-Augitgesteinen vorgefunden. Dieselben scheinen auf Island gänzlich zu fehlen, denn bei mehreren Gesteinen, deren petrographischer Habitus an denjenigen typischer Augit-Andesite erinnerte, ergab die chemische Analyse stets nur einen Kieselsäuregehalt, welcher zwischen 48 und 53% schwankte. Insbesondere kommen Augit-Andesite von dem Typus der Santorinlaven, der Gesteine von Bagonya, Java u. s. w., soweit die bisherigen Kenntnisse reichen, auf Island gar nicht vor.

Berücksichtigt man bei den isländischen Basalten und zugehörigen Laven nur die mineralogische Zusammensetzung, so herrscht unter ihnen eine gewisse Einförmigkeit, da sie sämmtlich der Gruppe der Feldspathbasalte zugehören und nirgends ein Leucit oder Nephelin aufgefunden wurde, obgleich zahlreiche Handstücke, die aus den verschiedensten Theilen der Insel stammen, genau durchforscht wurden. Andererseits bringt aber die sehr variirende Korngrösse und das Eintreten des Olivines in das Plagioklas-Augitgemenge, verbunden mit den zahlreichen Stadien der Zersetzung, auch in diese Gesteinsgruppe viel Abwechslung.

Wenngleich mit den alten Bezeichnungen Dolerit, Anamesit und Basalt keine Gegensätze der Mikrostructur zum Ausdruck gelangen, so sollen dieselben dennoch hier wieder angewendet werden, weil mit ihnen die immerhin nicht ganz zu übersehende Korngrösse eines Gesteines in so bequemer und kurzer Weise bezeichnet werden kann. Für die Anamesite hat die Korngrösse der typischen Vorkommnisse von Steinheim bei Hanau und von der Wilhelmshöhe bei Cassel als Muster gedient.

Eine beträchtliche Anzahl isländischer Basalte ist von F. Zirkel in seinen „Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Structur der Basaltgesteine“ eingehend beschrieben worden, und die meisten neu untersuchten Vorkommnisse schliessen sich diesen in ihrem petrographischen Habitus eng an.

Die Plagioklase isländischer Basaltgesteine zeigen im Allgemeinen alle jene charakteristischen Eigenschaften, welche man schon so häufig bei den Feldspäthen dieser basischen Eruptivgesteine beobachtet hat. Der Aufbau der Plagioklase aus zahlreichen Zwillingslamellen, die meist spärlich auftretenden fremden Interpositionen, die sternförmige Gruppirung zahlreicher Feldspathleisten um einen Punkt und das frische Aussehen der Feldspäthe, selbst in ziemlich

zersetzten Basalten, sind Erscheinungen, welche man in den isländischen Basaltgesteinen ebenso vortrefflich beobachten kann, wie in den Vorkommnissen anderer Basaltterritorien. Der Kieselsäuregehalt der Feldspäthe in den isländischen Basalten scheint häufig an Höhe hinter demjenigen des Oligoklases, in manchen Fällen sogar hinter dem des Labradorits zurückzubleiben. Hierfür kann als Beleg der bereits oben angeführte Feldspath aus dem Dolerit vom Hafnarfjördr (III) angeführt werden. Ein feinkörniger Basalt, östlich vom Skjálfandarfljót beim Priesterhofe Halldorstadr, enthält zahlreiche porphyrische Feldspathkörner von 5—7 Mm. Länge, welche einer Analyse (IV) unterworfen wurden und sich sogar als ein etwas natronhaltiger Anorthit erwiesen. Hierher gehören auch drei andere aus isländischen Basalten stammende Feldspäthe, welche Zirkel[1]) (V), Forchhammer[2]) (VI) und Genth[3]) (VII) untersuchten.

	III	IV	V	VI	VII
SiO_2 . . .	51·61	45·65	48·18	47·63	48·75
Al_2O_3 . . .	31·09	35·90		32·52	30·59
Fe_2O_3 . . .	0·24	0·36		2·01	1·50
CaO	13·01	17·75	15·24	17·05	17·22
MgO				1·30	0·97
Na_2O . . .	4·11	1·16		1·09	1·13
K_2O	Spur			0·29	0·62
	100·06	100·82		101·89	100·78

III. Feldspath aus Dolerit von Hafnarfjördr (Albit : Anorthit = 1 : 2).
IV. „ „ Basalt vom Priesterhof Halldorstadr (Albit : Anorthit = 1 : 9).
V. „ „ Anamesit von der Nordküste Islands.
VI. „ vom Seljafjall im Lambahraun.
VII. „ aus der Heklalava von den Ufern der Thjorsá.

Der Augit der isländischen Basalte weist mehrere Eigenthümlichkeiten auf, wodurch er sich von den Augiten vieler anderer Basalte merklich unterscheidet. Die grösseren Krystalle, wie auch die Augitmikrolithe zeigen im Dünnschliff der meisten Basalte eine

[1]) „Reise nach Island." Anhang. 295.
[2]) „Journal für praktische Chemie." XXX. 385.
[3]) „Handbuch der Mineralchemie." 591.

ungewöhnlich tiefbraune Färbung, was auf einen hohen Gehalt an Eisensilicat schliessen lässt. Merkwürdiger Weise fehlt diesen Augiten, entgegen den sonst an dunkel gefärbten Varietäten gemachten Beobachtungen, der Pleochroismus gänzlich. Andere, an Zahl viel geringere Varietäten, erscheinen im Dünnschliff gelblichbraun, aber nirgends habe ich einen Augitschnitt von grünlicher Färbung beobachtet, wie solche in vielen Basalten anderer Länder sich vorfinden und auch in den sauren Eruptivgesteinen Islands überall aufgefunden werden.

Die zonare Structur, welche man bei vielen basaltischen Augiten beobachtet, fehlt den isländischen gänzlich, und auch die fremdartigen mikroskopischen Interpositionen, welche die Augite oft vollständig erfüllen, sind in vielen basaltischen Augiten Islands sehr spärlich vorhanden und fehlen oft ganz, was besonders von den Augiten der Dolerite und Anamesite gilt. Dagegen sind die Augite der letzteren häufig der Art mit prismatisch ausgebildeten Feldspäthen durchwachsen, dass man im Dünnschliff statt des einheitlichen Krystalles nur keilförmig zwischen die zahlreichen Feldspathleisten gedrängte Augitpartien gewahrt, deren Zusammengehörigkeit nur durch ihre gleiche optische Orientirung documentirt wird. Ein schwarzer Rand von Magneteisen fand sich nur an Augiten des anorthitführenden Basaltes vom Priesterhof Halldorstadr. Wo Zwillingsbildungen beobachtet wurden, waren überall nur wenige sehr schmale Zwillingslamellen parallel $\infty P \infty$ in den Augitkrystall eingelagert.

Mehrere der merkwürdigen Lavastalactiten, welche von der Decke der berühmten Surtschellir, zwei Stunden von Kalmanstúnga, in grosser Anzahl herabhängen, wurden einer mikroskopischen Untersuchung unterworfen. Wider Erwarten zeigten diese Lavagebilde ein Krystallgefüge von der Grösse und Ausbildung eines Anamesitgesteines, während dieselben doch ohne Zweifel in verhältnissmässig kurzer Zeit fest geworden sein müssen. In einer globulitisch entglasten, dunkelbraunen Basis liegen Plagioklasleisten, Magneteisenpartikel und zahlreiche Augitkörner, welche letztere im Dünnschliff eine prächtig honiggelbe Färbung aufweisen. Pleochroismus wurde an diesen Augiten nicht wahrgenommen. Alle diese krystallinischen Gebilde sind fast vollkommen frei von Glaseinschlüssen und anderen mikroskopischen Interpositionen, was die Annahme einer stürmischen Ausscheidung derselben aus dem gluthflüssigen Magma sehr unwahr-

scheinlich macht. Es müssen daher diese Mineralien wohl schon sämmtlich vorgebildet gewesen sein, als die Lava aus dem Vulkan hervorbrach.

Der Olivin kommt in zahlreichen isländischen Feldspathbasalten gar nicht vor, denn unter 39 derselben von verschiedenen Fundorten erwiesen sich 18 als frei von Olivin. Von einem gewissen und seinerseits nicht unberechtigten Gesichtspunkte aus würde man demnach diese letzteren Vorkommnisse den Augit-Andesiten zuzählen müssen. Ihre geologische Untrennbarkeit von den olivinführenden Basalten aber, ihre völlige structurelle Uebereinstimmung mit den letzteren, ihre ausserordentlich niedrige Kieselsäuremenge und das entschiedene Abweichen in allen diesen Punkten von den typischen Augit-Andesiten, als welche doch wohl ohne Zweifel die Santorinlaven gelten müssen, sind Veranlassung gewesen, diese Gesteine dennoch den Basalten anzureihen.

Die grobkörnigen Basaltvarietäten scheinen den Olivin mit grösserer Constanz zu führen, als die feinkörnigen. Von 20 Doleriten und Anamesiten enthielten 14 Olivin und 6 erwiesen sich frei davon, während bei 19 untersuchten Basalten und Laven nur in 7 Vorkommnissen Olivin aufgefunden werden konnte. Der Olivin, welcher besonders in den Anamesiten und Doleriten grünlichgelbe bis strohgelbe Farbentöne im Dünnschliff aufweist, geht bei seiner Zersetzung nirgends in Serpentin über, sondern liefert überall dunkelgrüne und rostbraune Zersetzungsproducte, was auf einen sehr hohen Eisengehalt dieser isländischen Olivine schliessen lässt. Hierfür spricht auch der metallisch schillernde Glanz, welcher die Olivine zahlreicher isländischer Basaltgesteine schon makroskopisch auszeichnet. Eine zweite auffallende Erscheinung in den isländischen Olivinen ist das gänzliche Fehlen der für den Olivin so charakteristischen octaëdrischen Kryställchen von Picotit oder Chromit; auch von anderen Einschlüssen erweisen sich dieselben viel freier, als man nach Analogie mit anderen basaltischen Olivinen erwarten sollte.

Der Apatit, welcher gewöhnlich in langen Nadeln die Augite und Feldspäthe der Basalte durchsticht, ist in den isländischen Gesteinen basischer Natur eine seltene Erscheinung. Derselbe wurde nur in wenigen Doleriten und Anamesiten (Videy, Esja) etwas häufiger aufgefunden, während er in den kryptokrystallinischen Basalten oft gänzlich fehlt.

Der im Magneteisen der Basaltgesteine so häufig beobachtete Gehalt an Titansäure konnte auch in den isländischen Basalten mehrfach bestätigt werden. Bei Aetzversuchen, welche an den Pulvern einer Anzahl von Basalten vorgenommen wurden, konnte man noch nach mehrtägiger Behandlung mit Salzsäure und wiederholtem Kochen die Eisenerzpartikel in dem von Kieselsäureschleim befreiten Gesteinspulver beobachten (Teigarhorn am Berufjördr, Raudarsbrida am Hamarsfjördr), während in anderen Basalten (Grasplatz Gljufrrheit auf der Skumstungnaheidi unfern der Thjorsá, Mossfell bei Reykjavik) sich das Eisenerz nach einigen Stunden vollkommen in Salzsäure gelöst hatte. Sehr constant zeigt das geätzte titanhaltige Eisenerz bei der Beobachtung im auffallenden Licht auf seinen Flächen zwei sich unter spitzen Winkeln kreuzende Strichsysteme. Sehr zierliche Aggregationen von Magneteisen, bestehend aus einer Aneinanderreihung von Octaëdern, an deren Axe rechtwinkelige Aeste angeheftet sind, kommen in mehreren Basalten vor (Furth Soleyjarhöfdi am Fluss Thjorsá, Hafnarfjördr bei Reikjavik, Skaptárjökull, Eruption 1783) und sind bereits von F. Zirkel[1]) beschrieben und abgebildet worden. Wie es scheint, finden sich solche Magneteisenaggregationen nur in solchen Basalten, welche gleichzeitig eine reichliche Basis aufweisen.

Die Ausbildung der Grundmasse und die Entglasungsproducte der Basis in den isländischen Basalten bieten keine Modificationen dar, welche nicht schon aus anderen Vorkommnissen bekannt wären. Eine gleichmässig krystallinisch-körnig zusammengesetzte Grundmasse mit sehr spärlich auftretender oder ganz fehlender Basis ist den meisten Doleriten und einigen Basalten eigen, während die meisten Anamesite eine zwischen die Gesteins-Gemengtheile keilförmig eingeklemmte Basis aufweisen, welche durch farblose und dunkle Nädelchen und Körnchen entglast sind. Eine sehr charakteristische, aber selten auftretende Ausbildungsweise zeigt die Grundmasse des Basaltes vom Priesterhof Halldorstadr östlich vom Skiálfandarfljót. Sie ist ein mikroskopisch-feinkörniges Aggregat, welches aus winzigen Mikrolithen von Feldspath, Augit, Magnetit und aus Spuren eines braunen Glases besteht. In dieser Grundmasse

[1]) F. Zirkel, Basaltgesteine, pag. 140.

liegen die schon oben (S. 435) erwähnten, 5—7 Mm grossen Anorthit-Krystalle porphyrisch ausgeschieden.

Eine der Basis der Basalte ganz analoge Ausbildung haben die Saalbänder der basaltischen Gänge und die Glaskrusten vieler Lavaströme erfahren. So enthält z. B. die Glaskruste einer Lava von Eyrarbakki zwischen spärlich ausgeschiedenen Krystallen ein braunes Glas, in welchem unzählige schwarze Nädelchen und Härchen ausgeschieden sind, die sich zu einem zierlichen, netzähnlichen Maschenwerk oder zu farnkrautähnlichen Gebilden gruppiren. Das Saalband eines gangförmig auf der Insel Videy auftretenden Basaltes ist mit ähnlichen Gebilden der Art erfüllt, dass die Dünnschliffe derselben fast vollkommen impellucid sind.

Die Veränderungen, welche die isländischen Basalte erlitten haben, beschränken sich in vielen Fällen auf die Alteration der Olivine und der etwa vorhandenen amorphen Zwischenmasse, während Feldspath, Augit und Magneteisen gar nicht angegriffen erscheinen. Im weiteren Verlaufe der Umwandlung entstehen dann faserige, meist braunrothe Zersetzungproducte, welche sich im Gesteinsgewebe selbst oder, wie die Carbonate des Kalkes und der Magnesia, auf primären und secundär durch Auswitterung entstandenen Hohlräumen ansiedeln; die Feldspäthe und Augite werden dann auch in Mitleidenschaft gezogen und es bilden sich so die zahlreichen Wacken, welche das gewöhnliche, schliessliche Zersetzungsproduct der Basalte darstellen. Ein zersetzter Basalt aus der Gegend zwischen Akureyri und Hnausar, welcher durch seine rothe Färbung und einen verhältnissmässig hohen Härtegrad auffiel, erwies sich unter dem Mikroskop aus einer wenig pelluciden, dunkelbraunen amorphen Masse bestehend, dem Product der gänzlichen Zersetzung der Gemengtheile, in welchem nur noch einige Augitbrocken und verwitterte Feldspathleistchen aufgefunden wurden. Die Hohlräume waren nicht, wie gewöhnlich, mit Carbonaten erfüllt, sondern ganz mit Zeolithen ausgekleidet. Eine chemische Analyse des Gesteines ergab (VIII).

	VIII
SiO_2	53·62
Al_2O_3	22·09
Fe_2O_3	4·21
CaO	6·02
MgO	6·24
Na_2O	3·16
K_2O	0·57
CO_2	Spur
H_2O	5·03
	100·94

Das Fehlen der Kohlensäure und der geringe Gehalt an Eisen, Kalk und Magnesia scheinen sich am einfachsten durch die Annahme einer schon erfolgten Auslaugung der Carbonate dieser Basen zu erklären, wodurch gleichzeitig eine Anreicherung der Kieselsäure bedingt wurde.

Den Basalten reiht sich ein Gestein an, welches von der Laxá in der Gegend von Reykjavik stammt und bei fast schwarzer Farbe eine sehr grobkörnige Ausbildung seiner Gemengtheile aufweist. Bei makroskopischer Betrachtung stellt dasselbe ein vollkommen granitisches Gemenge von grünlich-schwarzen, nach einer Richtung gestreckten Krystallen und kurz säulenförmig ausgebildeten, braunschwarzen Körnern dar. Im Dünnschliff dieses Gesteines gewahrt man schon makroskopisch 0·3—0·4 Mm. lange Feldspathschnitte, zwischen welchen ein brauner Pyroxen in Körnern und Keilen eingeklemmt liegt. Ausser diesen beiden Hauptgemengtheilen lässt das Mikroskop noch Eisenerz und etwas Olivin erkennen. Die granitähnliche Structur dieses Gesteines tritt auch mikroskopisch sehr prägnant hervor, da zwischen den krystallinischen Gemengtheilen nirgends eine Spur von amorpher Basis oder zersetzte Partien, welche als Umwandlungsproduct derselben gelten könnten, aufgefunden wurden. Ueberhaupt erweisen sich alle Gemengtheile dieses Gesteines sehr frisch, und selbst die Olivin-Krystalle sind nur auf den sie durchziehenden Sprüngen in eine dunkelgrüne, faserige Substanz umgewandelt worden, während zwischen diesen Zersetzungsproducten sich noch gut erhaltene Olivinreste vorfinden. Die grünen Zersetzungsproducte des Olivines sind auch auf capillaren Sprüngen in die Feldspathkrystalle eingedrungen und be-

dingen hier die auffallende grünlich-schwarze Färbung, mit welcher dieselben im Handstück dieses Gesteines erscheinen. Die Feldspath-Substanz an sich ist vollkommen frisch; die einzelnen Krystalle zeigen sehr regelmässig ausgebildete polysynthetische Zwillingsstreifungen. Mehrfach konnte beobachtet werden, dass zwei solcher Zwillingskrystalle wiederum nach dem Gesetz der Carlsbader Orthoklaszwillinge mit einander verwachsen sind. Ausser dieser Eigenthümlichkeit weisen die Feldspäthe dieses Gesteines auch eine schön ausgebildete zonare Structur auf, und man gewahrt an ihnen beim Drehen des Präparates zwischen gekreuzten Nicols, dass die Auslöschungsschiefe des Centrums und der Ränder eines Krystallschnittes oft viele Grade unter einander abweichen. An einem Schnitt aus der Zone $0P$, $\infty\bar{P}\infty$ wurde die Auslöschungsschiefe des Centrums als 28°, diejenige der Ränder mit 9° rechts und links der Zwillingsebene gemessen. Der ganze zonare Aufbau und die optische Wirkung der einzelnen Zonen dieser Plagioklase stimmt vollkommen mit den neuerdings von C. Höpfner[1]) beschriebenen Erscheinungen an den Plagioklasen des Gesteines vom Monte Tajumbina in Peru überein, und würde dieses isländische Vorkommniss ein neues Beispiel sowohl für die „einfach fortschreitende", wie auch für die „unregelmässig wiederholte" Zonenbildung in Plagioklaskrystallen abgeben. Ferner finden sich in diesen Plagioklasen zahlreiche Glaseinschlüsse von auffallender Form und Anordnung. Dunkelbraune, durch Entglasungsproducte häufig fast impellucide Glaseinschlüsse, oft mit rechteckigen, den Kanten der sie umschliessenden Plagioklase parallel verlaufenden Umgrenzungen, haben sich, im Verein mit Magneteisen-Körnchen, in langen Reihen parallel der Längsaxe der Plagioklas-Durchschnitte in dieselben eingelagert. Auch wurden in mehreren Feldspathkrystallen Einschlüsse von deutlich bestimmbarem Pyroxen aufgefunden, welcher in Lappen und Fetzen ähnlichen Partien dieselbe Anordnung wie die glasigen Einschlüsse in den Plagioklasen befolgt. Der pyroxenische Gemengtheil dieses Gesteines ist zum Theil kein gewöhnlicher Augit, sondern ein Pyroxen, welcher durch eine nach beiden verticalen Pinakoiden verlaufende Spaltbarkeit ausgezeichnet ist, wodurch dieses Mineral als ein dem Diallag genähertes sich kund-

[1]) Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1881. II. 164.

gibt. Dass die Spaltungsrichtungen rechtwinkelig auf einander stehen und nicht etwa prismatische sind, sondern den verticalen Pinakoiden entsprechen, erweist der Umstand, dass die Auslöschungsrichtungen auf Querschnitten ganz genau mit ihnen zusammenfallen. Wenngleich auch in diesen merkwürdigen Pyroxenen neben der für den Diallag charakteristischen Spaltbarkeit nach $\infty P \infty$ eine zweite, ebenso deutliche, parallel $\infty P \infty$ verläuft, so steht dennoch dieses Mineral dem Diallag jedenfalls viel näher als dem gewöhnlichen Augit und deshalb soll im Folgenden, der Kürze wegen, dasselbe als Diallag bezeichnet werden. Die scharfen und geradlinig verlaufenden Risse, welche diese Diallage aufweisen, können nicht als eine Absonderung gedeutet werden, da keine Einlagerungen von Zwillingslamellen oder fremdartigen Interpositionen beobachtet wurden, sondern müssen als echte Spaltbarkeit gelten. Neben diesen Diallagen finden sich auch, wenngleich an Zahl sehr zurücktretend, echte Augite mit gut entwickelter prismatischer Spaltbarkeit. Ein gemeinschaftliches Auftreten der pinakoidalen und prismatischen Spaltbarkeit an ein und demselben Krystall, wodurch eine Uebergangsstufe zwischen diesen beiden Mineral-Varietäten gegeben wäre, konnte nicht aufgefunden werden, und es scheinen beide Pyroxene scharf gesondert und selbständig neben einander vorzukommen. Die echten Augite zeigten auch constant einen ganz schwachen Pleochroismus, während derselbe an den Diallagen nicht beobachtet wurde. Ausser dem Olivin, der mehrfach gut entwickelte Krystallformen zeigte, wurden noch Apatitnadeln und Titaneisen aufgefunden, welches letztere bei Aetzversuchen mit Salzsäure wiederum die schon mehrfach erwähnten Strichsysteme wahrnehmen liess. Behandeln wir nun die Frage nach der Stellung dieses eigenthümlichen Vorkommnisses, so erscheint es trotz seines Diallaggehaltes nicht recht statthaft, dasselbe den Gabbrogesteinen zuzuzählen, weil seine Feldspäthe nicht die für den Plagioklas der Gabbrogesteine so charakteristischen schwarzen Interpositionen aufweisen. Andererseits führen die Plagioklase des Gesteines von der Laxá die schon oben (S. 29) erwähnten Glaseinschlüsse, was in den Feldspäthen echter Gabbrogesteine nie beobachtet wurde.

Abgesehen von dem Diallaggehalt unterscheidet sich dieses Gestein in keinem wesentlichen Punkte von den gewöhnlichen Doleriten, wenngleich es auch durch sein granitisches Gefüge und

das gänzliche Fehlen einer Basis ein etwas modificirtes Aussehen erhalten hat, und glaube ich daher, dasselbe den isländischen Basaltgesteinen als „Dolerit mit diallagähnlichem Augit“ anreihen zu müssen.

Eine Sonderstellung in der Reihe der isländischen Gesteine nehmen fünf Vorkommnisse aus dem Westen und Norden der Insel ein, welche sich eben so auffällig durch ihre makroskopische Beschaffenheit, wie durch die Mikrostructur ihrer Gemengtheile von allen andern Gesteinen unterscheiden, die sich an dem Aufbau dieser Insel betheiligen.

Eine Beschreibung der einzelnen Vorkommnisse soll vorausgehen, um daran einige allgemeine Bemerkungen über ihre Natur und ihre Stellung zu den übrigen isländischen Massengesteinen anzuschliessen.

In der Furth der Vididalsá bei Loekjamot steht ein grobkörniges Gestein an, in welchem man bei makroskopischer Beobachtung Feldspath und Pyroxen beobachtet, die scheinbar die einzigen Gemengtheile dieses Gesteines ausmachen. Die mattweisse Farbe der Feldspäthe, die hellbraune Färbung des Pyroxenes und das granitisch-körnige Gefüge dieser 2 bis 4 Millimeter grossen Gemengtheile zeichnet dieses Gestein schon makroskopisch wesentlich vor den phaneromer ausgebildeten Basalten mit ihren glasglänzenden Plagioklasen und ihren schwarzen Augitkrystallen aus und erinnert lebhaft an gewisse grobkörnige Diabasgesteine, mit denen der ganze makroskopische Habitus dieses Gesteines die grösste Aehnlichkeit hat. Auch die Mikrostructur der Gemengtheile, besonders die Zersetzung der Plagioklase, ist analog derjenigen vieler Diabase, wie denn auch das schon makroskopisch beobachtete granitische Gefüge durch das Mikroskop vollständig bestätigt wird, welches nirgends eine Spur einer Basis zwischen den Krystallschnitten gewahren lässt. Ein Theil des pyroxenischen Minerales in diesem Gesteine zeigt auf Querschnitten eine nach beiden verticalen Pinakoiden verlaufende Spaltbarkeit. Es soll daher auch hier, wie das schon bei der Beschreibung des Dolerits von der Esja (S. 442) geschah, dieser Pyroxen zum Unterschiede von dem mit ihm zusammen vorkommenden echten, prismatisch spaltenden Augit als Diallag bezeichnet werden, wobei es aber festzuhalten ist, dass sich derselbe vom typischen Diallag durch seine Spaltbarkeit parallel $\infty P \infty$ unterscheidet.

Bei den meisten dieser Diallage gewahrt man eine unregelmässige äussere Umgrenzung, doch wurden auch mehrfach sehr regelrecht ausgebildete Krystalle vorgefunden, welche stets stark entwickelte Prismenflächen zeigten, während die beiden verticalen Pinakoide sehr zurücktreten; ein Verhältniss, wie es bei dem gewöhnlichen Augit gerade umgekehrt stattfindet.

Während der pyroxenische Gemengtheil dieses Gesteines noch vollkommen frisch erscheint, ist der Plagioklas desselben schon stark von der Zersetzung ergriffen worden. Die Zwillingsstreifung ist theilweise verwischt und wird erst durch Aetzen des Schliffes mit Salzsäure wieder sichtbar, was auf eine Bildung von Calcit in diesen Plagioklasen hindeutet. Im polarisirten Licht zerfallen die einzelnen Feldspathschnitte in zahlreiche Felder von ziemlich frischer Substanz, zwischen denen sich Adern und Schnüre von graulich-weissen, wenig pelluciden Zersetzungsproducten hindurchziehen, welche sich jedoch nicht scharf gegen die angrenzenden frischeren Feldspathreste absetzen, sondern allmälig durch Zwischenstufen in dieselben übergehen.

Wenige, in grüne Faserbüschel zersetzte Olivinkrystalle können nur an ihren äusseren Umgrenzungen als solche erkannt werden und bilden mit grossen, unregelmässig begrenzten Partien von Titaneisen (in Salzsäure unlöslich) und Apatitnadeln die Gemengtheile zweiter Ordnung.

Trat die Uebereinstimmung des eben beschriebenen Gesteines mit vielen Diabasen schon sehr auffällig hervor, so ist dieses in noch viel grösserem Masse bei den nun folgenden Varietäten der Fall, welche vollkommen das Aussehen echter Diabas-Porphyre und Aphanite aufweisen, während das erste dieser Gesteine ein Analogon der phaneromer ausgebildeten körnigen Diabase darstellen würde. Die dunkelgrüne Farbe, welche diesen Gesteinen eigen ist, das Auftreten von hellgrün gefärbten, porphyrischen Feldspathkrystallen, sowie der ganze makro- und mikroskopische Habitus setzt dieselben in einen entschiedenen Gegensatz zu allen sonst auf Island vorkommenden Gesteinen.

Hierher gehören zunächst die Vorkommnisse von der Leiruvogsá am Fuss des Esjá, von Bolstadarhlid im Norden und von Nordtúnga. Auch sie führen, wenngleich auch nur spärlich, neben gewöhnlichem Augit einen durch pinakoidale Spaltbarkeit ($\infty P \infty$, $\infty \breve{P} \infty$) ausgezeichneten Pyroxen, welche beiden Gemengtheile im

Verein mit Plagioklaskrystallen die wesentlichen Bestandtheile dieser Gesteine ausmachen. Die Zersetzung dieser Mineralien ist in allen drei Vorkommnissen bereits weit vorgeschritten und hat ganz denselben Weg wie in den Diabasen eingeschlagen. Daher gewahren wir denn auch unter dem Mikroskop, wie ein Theil des Pyroxenes sich in die aus Diabasgesteinen bekannten grünen faserigen Zersetzungsproducte umgewandelt hat, wie diese dann auf Spalten in die Feldspathe eingedrungen sind, und dadurch die grüne Färbung derselben bei makroskopischer Beobachtung hervorrufen, wie ferner der Olivin vollkommen in ein Aggregat von dunkelgrünen, divergent strahlig geordneten Fasern umgewandelt ist und wie der Apatit mit langen, farblosen Nadeln unzersetzt sich durch dieses Gemenge von primären und secundären Mineralien hindurchzieht. Neben den allgemein auftretenden grauen und wenig pelluciden Zersetzungsproducten der Plagioklase dieser Gesteine wurde in dem Vorkommnisse von der Leiruvogsá auch das Auftreten des Epidotes in der Feldspathsubstanz mehrfach beobachtet. Die secundäre Bildung des Epidotes aus Feldspath lässt sich chemisch nur gezwungen erklären, weshalb man auch schon mehrfach Zweifel an der Richtigkeit dieser Annahme geäussert hat, und ich möchte auch in diesem Falle eine Bildung des Epidotes aus Augiteinschlüssen in den Feldspathen für wahrscheinlicher halten, um so mehr, als solche Einschlüsse in den Plagioklasen des oben (S. 29) beschriebenen Diallag-Dolerites von der Laxá noch ganz unzersetzt aufgefunden wurden. Das Gestein von Nordtúnga, welches im Gegensatze zu den beiden andern Vorkommnissen fast keine makroporphyrischen Krystallausscheidungen zeigt, hat unter diesen drei Gesteinen die eingreifendste Alteration erfahren. Der Pyroxen desselben ist theilweise vollkommen von seinen grünen, radialstrahlig gruppirten Zersetzungsproducten verdrängt worden, der Feldspath ist unter Verlust der Zwillingsstreifung in ein Aggregat von grauen und grünlich gefärbten Fasern und Körnchen umgewandelt und das Titaneisen hat sich mit einer Zone des bekannten hellgrauen, wenig pelluciden Zersetzungsproductes umgeben, welchem man den Namen Leukoxen beigelegt hat.

Ganz analoge Zersetzungsvorgänge, die aber schon bis zur gänzlichen Zerstörung der meisten ursprünglichen Gemengtheile geführt haben, finden sich in einem aphanitischen, intensiv grün

gefärbten Gestein von der Esjá, welches makroskopisch deutlich erkennbare Calcitsecretionen und glänzende Körnchen von Schwefelkies enthält. Im Dünnschliff gewahrt man zahlreiche, stark zersetzte Plagioklasleisten, zwischen welchen sehr regelmässig radialstrahlig aufgebaute Kugeln einer faserigen, chloritischen Substanz liegen, die in den meisten Fällen noch von einer Zone secundär gebildeten Quarzes umschlossen sind. Der Quarz hat sich auch selbständig, ohne diese enge Verknüpfung mit Chlorit, als unregelmässig begrenzte Partien in dem Gestein ausgeschieden und ist überall durch sein Polarisationsverhalten und seine zahlreichen Flüssigkeitseinschlüsse mit mobiler Libelle charakterisirt. Daneben finden sich Calcitsecretionen, die vielfach von Chloritfasern begrenzt werden. In einigen Fällen wechseln auch Schichten von Calcit, Quarz und Chlorit in concentrisch schaligem Aufbau mit einander ab, wobei die Chloritschichten mit ihren gezähnten und gezackten Rändern vielfach in die Quarz- und Calcitschichten hineingreifen. Das Titaneisen findet sich hier in den für dieses Mineral so charakteristischen schmal leistenförmigen Durchschnitten, wodurch die Gesteinsschliffe förmlich zerhackt aussehen, jedoch wurden, trotz der fast vollständigen Zersetzung der übrigen Gemengtheile, keine Umwandlungsproducte desselben aufgefunden. Dass dieses Gestein im frischen Zustande wesentlich aus Plagioklas und Pyroxen bestanden hat, lässt sich aus den Ergebnissen der vorgenommenen chemischen Untersuchung (IX) mit Gewissheit folgern, da das Analysenresultat in allen Punkten recht befriedigend mit der normalen Zusammensetzung der alterirten basischen Plagioklas-Augitgesteine übereinstimmt.

	IX
$Si\,O_2$	42·61
$Al_2\,O_3$	19·96
$Fe\,O$	14·27
$Ca\,O$	9·15
$Mg\,O$	2·07
$Na_2\,O$	3·62
$K_2\,O$	1·40
$C\,O_2$	2·21
$H_2\,O$	6·24
	101·53.

(Das zur Analyse verwandte Material war möglichst von Eisenkies befreit.)

Ueberblicken wir nun die Resultate der Untersuchung dieser fünf merkwürdigen Gesteinsvorkommnisse, so verdient, ausser der diallag-ähnlichen Spaltbarkeit mancher Pyroxene, besonders die vollkommene Uebereinstimmung dieser Gesteine mit echten Diabasen hervorgehoben zu werden. Die mikroskopisch hervortretende grüne Färbung der feinkörnigeren Varietäten, die Umwandlung des Pyroxenes in ein Aggregat von grünen, radialstrahlig geordneten Fasergruppen, die trübe Beschaffenheit der Plagioklase, die Bildung des Leukoxenes aus dem Titaneisen, die Entwickelung des Epidotes und das Auftreten des Quarzes und Kalkspathes bei weiter fortschreitender Zersetzung der Viriditfasern, das alles sind Erscheinungen, welche in der Basaltfamilie nicht vorkommen, dagegen aber in allen Diabasgesteinen genau in derselben Weise wiederkehren. Das Auftreten des diallagähnlichen Augits neben dem häufig vorwaltenden echten Augit dürfte hier wohl kein Grund zur Abtrennung dieser Gesteine von der Familie der Plagioklas-Augit-Combination abgeben, mit deren älteren Gliedern dieselben in allen Einzelheiten der Structur und Ausbildung übereinstimmen.

Auf Grund der petrographischen Beschaffenheit dieser Gesteine erscheint es demnach nicht ausgeschlossen, dass hier die Vertreter eines vortertiären Grundgebirges vorliegen, welches, von jungeruptiven Massen grösstentheils bedeckt, nur an einzelnen Stellen zu Tage tritt. Selbstverständlich kann diese Ansicht, welche sich lediglich auf petrographische Verhältnisse stützt, nur als Vermuthung hingestellt werden, und es bleibt die Entscheidung über die Richtigkeit derselben eingehenden Untersuchungen über die Lagerungsverhältnisse und den Verband dieser Gesteine mit den echten tertiären Eruptivmassen vorbehalten.

Das Auftreten von Grünsteinen auf Island, dessen ganzes Gerüst stets für tertiären Ursprungs gehalten wurde, würde ein interessantes Seitenstück zu dem von Reiss[1]) auf der Insel Palma aufgefundenen alteruptiven Grundgebirge liefern, da man auch diese Insel bis dahin gänzlich aus tertiären Eruptivmassen aufgebaut glaubte.

---

[1]) Reiss, die Diabas- und Lavenformation der Insel Palma. Wiesbaden 1861.

Am Schlusse dieser Untersuchungen sollen noch zwei Tuffe besprochen werden, von denen der eine aus einem westlichen Seitenthal des Bjarnadalr, der andere aus dem Oexnadalr aufwärts Fremrikot stammt.

Der Tuff aus dem Seitenthal des Bjarnadalr besteht bei makroskopischer Beobachtung aus metallisch schillernden, sehr regelmässig ausgebildeten Olivin-Krystallen, zwischen denen häufig rundliche Körner eines weissen Minerales auftreten.

Die Olivin-Krystalle, welche man leicht aus dem Gestein herauslösen kann, sind entweder an den Enden durch das Brachydoma $2\breve{P}\infty$ zugeschärft, in welchem Falle dann gewöhnlich die Flächen $\infty\bar{P}\infty$ und $0P$ fehlen oder sie sind nach der Makrodiagonale tafelförmig gestreckt, wobei dann $\infty\bar{P}\infty$ und $\bar{P}\infty$ stark entwickelt sind und auch häufig $0P$ auftritt.

Im Dünnschliff gewahrt man die sehr frisch erscheinenden Olivin-Durchschnitte, welche oft einen Durchmesser von 3—4 Mm. haben, Augitbrocken und eine farblose zeolithische Masse, welche die kleinen Höhlungen dieses Tuffes ausfüllt und die Olivine und Augite mit einander verkittet. Im frischen Zustande erscheint der Olivin im Dünnschliff mit grünlich-gelber Farbe, welche bei beginnender Zersetzung in ein Röthlichgelb übergeht. Glaseinschlüsse wurden ganz vereinzelt beobachtet, während der Picotit oder Chromit auch hier wiederum, wie in allen andern isländischen Olivinen, nirgend aufgefunden wurde.

Der auffällige, metallisch schillernde Glanz der Oberfläche dieser Olivine veranlasste mich, eine Anzahl aus dem Tuff herausgelöster Krystalle zu analysiren (X), wobei sich ein sehr beträchtlicher Eisengehalt und fast 3% Manganoxydul ergaben. Dieses Resultat der chemischen Untersuchung erinnert sogleich an den zuletzt von H. Rosenbusch[1]) untersuchten Hyalosiderit vom Kaiserstuhl, dessen chemische Zusammensetzung unter XI zur Vergleichung aufgeführt ist. Besonders deutlich tritt diese Uebereinstimmung hervor, wenn man alles Eisen der Analyse X auf Oxydul berechnet und annimmt, dass ein Theil des Eisenoxyduls in diesem Olivin durch Manganoxydul vertreten wird. Hierbei ergibt sich dann ein

[1]) H. Rosenbusch, petrographische Studien an den Gesteinen des Kaiserstuhls. N. Jahrbuch f. Mineralogie 1872, S. 48.

Gehalt von 28·62% Eisenoxydul. Neben dieser Uebereinstimmung in der chemischen Zusammensetzung haben beide Vorkommnisse die Eigenthümlichkeit mit einander gemein, dass sie in sehr regelmässig ausgebildeten Krystallen auftreten und dass sich, in Folge ihres Reichthums an Eisen, ihre Oberfläche mit einer metallisch schillernden Haut von Eisenoxyd und Eisenoxydhydrat überzieht. Andererseits lässt dieses Analysenresultat die Seite 437 ausgesprochene Annahme gerechtfertigt erscheinen, dass die Olivine einer Anzahl isländischer Dolerite und Anamesite, welche ebenfalls bei beginnender Zersetzung eine röthlichgelbe Färbung im Dünnschliff aufweisen und durch einen eigenthümlichen metallischen Glanz ausgezeichnet sind, gleichfalls einen hohen Eisengehalt in der Sonderanalyse ergeben würden. Ein dem Hyalosiderit nahestehender Olivin würde also auf Island eine weite Verbreitung haben.

	X	XI
SiO_2	38·26	36·72
Fe_2O_3	2·23	
FeO	23·92	29·96
MgO	33·57	31·98
MnO	2·73	
	100·71	98·66

Der braunrothe, feinkörnige Tuff von Oexnadalr erwies sich im Dünnschliff zusammengesetzt aus intensiv rothen Splittern eines Glases, welche dicht gedrängt liegen und mit einem gelblichen, durch theilweise Zersetzung der Glassplitter entstandenen amorphen Bindemittel verkittet sind. Bei der Behandlung des Tuffes mit Salzsäure ergab sich die überraschende Thatsache, dass die tief rothe Färbung den Glassplittern nicht eigen ist, sondern durch einen Ueberzug von Eisenoxyd hervorgerufen wird. Die Glassplitter erscheinen nach der Behandlung mit Salzsäure farblos und eine Prüfung derselben auf ihren Kieselsäuregehalt ergab 47·4%. Trotz dieses niedrigen Kieselsäuregehaltes wird das Glas nur sehr langsam von kochender Salzsäure angegriffen. Die gelbliche, amorphe Masse, welche die Glassplitter mit einander verkittet, wird von kalter Salzsäure leicht gelöst und ist sicher erst secundär durch Verwitterung eines Theiles des ursprünglichen Glassandes entstanden.

An dieser Stelle sei es mir vergönnt, meinen hochverehrten Lehrern, Herrn Prof. Dr. F. Zirkel und Herrn Dr. Kalkowsky meinen verbindlichsten Dank auszusprechen für das Wohlwollen und die freundliche Unterstüzung, welche sie mir bei meinen Studien jeder Zeit im reichlichsten Masse zu Theil werden liessen.

Druck von J. C. Fischer & Comp., Wien.

image
not
available

image
not
available

image
not
available

image
not
available

Sederholm, J.

Studien über archäische Eruptivgesteine aus dem südwestlichen Finnland.



STUDIEN

ÜBER

ARCHÄISCHE ERUPTIVGESTEINE

AUS DEM SÜD-WESTLICHEN FINNLAND

VON

Johannes
J. J. SEDERHOLM,
GEOLOGE DER GEOLOGISCHEN COMMISSION.

MIT ZWEI TAFELN UND 7 FIG. IM TEXT.

WIRD MIT GENEHMIGUNG DER PHILOSOPHISCHEN FACULTÄT
DER KAISERLICHEN ALEXANDER-UNIVERSITÄT IN FINNLAND
DEN 30 MAI 1891, 10 UHR V. M., IM HIST.-PHIL.
AUDITORIUM ÖFFENTLICH VERTHEIDIGT.

HELSINGFORS 1891.

Studien über archäische Eruptivgesteine aus dem südwestlichen Finnland.

Von **J. J. Sederholm** in Helsingfors.

(Mit einer Karte und 6 Figuren im Text, nebst 2 Tafeln.)

Einleitung.

Das Kartenblatt Tammela, Section 18 der geologischen Aufnahme von Finnland im Maasstabe 1 : 200.000, wurde in den Jahren 1887, 1888 und 1889 von mir geologisch aufgenommen. Die Erläuterung zu diesem Blatte ist bereits in schwedischer Sprache erschienen. Sie umfasst aber hauptsächlich nur eine Darstellung der Beobachtungen im Felde in gedrängter Form, während eine genauere petrologische Schilderung erst nach der Beendigung eingehenderer Untersuchung der Gesteine im Laboratorium erfolgen sollte. Diese Untersuchungen wurden zum Theil im Jahre 1888 in der Hochschule zu Stockholm unter Leitung meines theueren Lehrers, Prof. W. C. Brögger, ausgeführt, zum Theil in Helsingfors im Auftrage der geologischen Commission Finnlands fortgesetzt, wo ich mich des grössten Wohlwollens und der liberalsten Unterstützung von Seite des Herrn Directors K. Ad. Moberg und der freundlichen Rathschläge des Herrn Prof. F. J. Wiik erfreuen durfte; schliesslich wurden sie im mineralogisch-geologischen Institut der Universität Heidelberg unter der bewährten Führung von Herrn Geheimen Bergrath H. Rosenbusch so weit vollendet, wie sie hier vorliegen. Allen meinen verehrten Lehrern und Gönnern fühle ich mich gedrungen, auch hier meinen wärmsten Dank auszusprechen.

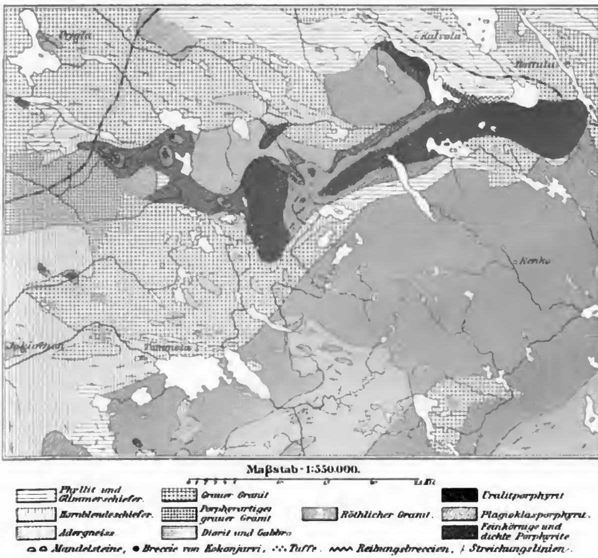
Zur vorläufigen Orientirung möge ein petrologischer Ueberblick der Section Tammela vorausgeschickt werden. Diese Gegend liegt westlich von der Stadt Tavastehus im südwestlichen Finnland.

Die Gesteine liegen bloss zu Tage in der Form kleiner Kuppen, welche meistens durch Gletscherwirkung gerundet sind, zuweilen aber auch durch spätere Zerklüftung ihre runde Form verloren haben. Diese Kuppen sind in den centralen Theilen des untersuchten Gebietes, welche eine Höhe von 120—160 Meter haben, von Moränengrus, in den niedrigeren Theilen, besonders im Südwesten, von grösseren Thonablagerungen umgeben, aus welch letzteren die Felsen nur spärlich hervorragen. Das Gestein ist beinahe überall ganz frisch bis an die Oberfläche, welche zuweilen glatt polirt ist und deutliche Gletscherstreifen zeigt, meist aber durch Einwirkung der Atmosphärilien rauh geworden ist und bei den porphyrischen Gesteinen die Einsprenglinge in Hochrelief hervortreten lässt. Einige Centimeter unter dieser Oberfläche kann man schon vollständig unveränderte Handstücke erhalten.

Diese Frische erleichtert in hohem Grade die Beobachtungen, da auf den gleichsam schwach geätzten Oberflächen sich alle Eigenthümlichkeiten beinahe eben so gut wie auf einer künstlich geschliffenen Fläche zeigen. Dagegen ist die oft sehr reiche Moos- und Flechtenbedeckung hinderlich, welche nur an solchen Stellen fehlt, wo Waldbrände stattgefunden haben, die auch diese Vegetationsdecke in Mitleidenschaft gezogen haben. Uebrigens findet man indessen doch an jedem Hügel Stellen, die entblösst sind und eine sehr bequeme Beobachtung erlauben.

Wie aus der Karte ersichtlich ist, besitzen die krystallinen Schiefer in den nordwestlichen Theilen der Gegend eine grosse Verbreitung. Sie bilden hier langgezogene, bald gleichbreite, bald unregelmässig gestaltete Zonen. Diese Schiefer bestehen überwiegend aus Phylliten, feinkörnigen Glimmerschiefern und Hornblendeschiefern, welche alle wahrscheinlich umgewandelte, echte Sedimente sind. Die Lage der Schieferungsflächen ist vorherrschend eine fast senkrechte. Erscheinungen, wie transversale Schieferung, Faltungen in kleinem und kleinstem Masstabe, Ausweichungsclivage etc. sind in diesen Schiefern überaus verbreitet, und die wirkliche Lage der ursprünglichen Schichten lässt sich deswegen niemals feststellen.

Die Schiefergebiete werden von grossen Massen von granitischen Gesteinen umgeben, welche sie auch in unzähligen Gängen und Adern durchdringen, die theils quer gegen die Schieferung, theils parallel derselben gehen. Bald sind diese granitischen Adern von den glimmerreichen Theilen scharf abgegrenzt, bald ist die



Mischung beider eine so innige, dass man die Gemengtheile nicht mehr von einander unterscheiden kann. Kjerulf hat für solche Gesteine, welche von allen grösseren archäischen Territorien beschrieben worden sind [1]), die Bezeichnung „Granitdurchsetzter Gneiss,

[1]) Siehe z. B. R. D. Irving, Divisibility of the Archaean in the Northwest. Amer. Journ. Vol. XXIX, pag. 244.

respective Glimmerschiefer" angewandt[1], während Lehmann[2]) dieselben Gneissglimmerschiefer nennt. Ich habe sie auf der Karte mit dem Namen Adergneisse bezeichnet. Sie kommen hier theils an den Rändern der grösseren Schiefergebiete, theils innerhalb der Gegend, wo die Granite vorherrschen, als besondere, recht ausgedehnte Gebiete vor.

Unter den granitischen Gesteinen kann man wenigstens zwei gut getrennte Gruppen unterscheiden, von denen die eine im Nordwesten, die andere im Südosten des Gebietes auftritt.

Im nordwestlichen Theile der Gegend kommen granitische Gesteine vor, welche sich durch ihre graue Farbe, ihren Reichthum an Plagioklas und durch einen meistens vorhandenen Hornblendegehalt auszeichnen. Sie besitzen oft eine so ausgeprägte Parallelstructur, dass man sie nach der üblichen deutschen Nomenclatur als Gneisse bezeichnen würde. Diese Parallelstructur bekundet sich aber stets deutlich als eine Druckschieferung und die schieferigen Theile sind immer durch Uebergänge mit massigen verbunden, welche noch eine typische Granitstructur besitzen. Da ausserdem das Auftreten des Gesteins wenig Zweifel über seine eruptive Natur übrig lässt, habe ich dieses Gestein, um die Verwechslung mit den genetisch sehr verschiedenen Adergneissen zu vermeiden, nach dem Vorgange von Wiik und anderen finnländischen Geologen überall einfach als Granit bezeichnet. Auf der Karte sind doch die Streichungsrichtungen der Schieferungsflächen bezeichnet worden.

Diese grauen Granite sind theils gleichmässig mittelkörnig, theils porphyrartig ausgebildet. Beide Varietäten sind durch Uebergänge mit einander eng verbunden, und scheinen nur, wie auch Wiik[3]) hervorgehoben hat, verschiedene Ausbildungsformen desselben Magmas zu sein.

Innerhalb des mittelkörnigen Granits treten als Massen, welche zuweilen eine Ausdehnung von einigen Kilometern besitzen, meistens

---

[1]) Th. Kjerulf, Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen. Deutsch von Gurlt. Bonn 1880, pag. 119—120.

[2]) J. Lehmann, Untersuchung über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine etc. Bonn 1884, pag. 64.

[3]) F. J. Wiik, Om skifferformationen i Tavastehus Län. Helsingfors 1872, pag. 5.

aber viel kleiner sind, basischere Gesteine auf, welche immer durch successive Uebergänge mit dem Granit verbunden und als eine Art basischer Aussonderungen innerhalb desselben aufzufassen sind. Diese Gesteine sind jetzt zum Theil stark umgewandelt, dürften aber ursprünglich den Gruppen der Diorite, der Gabbro und der Peridotite angehört haben. Diorite von ähnlichem Typus, welche ebenfalls mit demselben Granit eng verbunden sind, kommen auch als weiter ausgedehnte selbständige Gesteine vor.

Der mineralogisch und structurell sehr gleichförmige Charakter der gneissartigen grauen Granite und die stetige Verknüpfung mit den porphyrischen und den basischen Gesteinen macht es wahrscheinlich, dass die Hauptmasse dieser Gesteine innerhalb der ganzen Gegend eine geologische Einheit bildet. Sie bekunden sich an zahlreichen Contactstellen deutlich als jünger wie die Schiefer, indem sie dieselben, wie schon erwähnt, innig durchdringen, und zwar in der Art eines echten Magmagesteines, nicht so wie zwei mit einander im festen Zustande in Berührung gebrachte Gesteine sich gegenseitig durchflechten.

Da es nun aber anderseits vorauszusetzen ist, dass auch die Gesteine, welche einmal die Unterlage für die Schieferformation bildeten, noch an einigen Orten zu beobachten wären, kann man nicht die Möglichkeit ausschliessen, dass auch solche sehr alte Gesteine hier und da unter diesen grauen Graniten und Gneissen stecken können, obgleich sie wegen ihrer äusseren Aehnlichkeit nicht von ihnen zu unterscheiden sind.

In den südöstlichen Theilen der Gegend kommen andere, durch ihre röthliche Farbe und die Beimengung von Granaten charakterisirte Granite vor. Der Feldspath ist in ihnen hauptsächlich Mikroklin, welcher oft zum Theil mit dem Quarze schriftgranitisch verwachsen ist. Mörtelstructur ist nicht selten zu beobachten. Der Glimmer ist hier im Gegensatz zu den älteren Graniten, wo der Biotit vorherrscht, zum grossen Theil Muscovit, welcher zuweilen sogar ausschliesslich vorhanden ist. Hierdurch entstehen Muscovitgranite, welche in recht grossen Massen auftreten. In anderen Varietäten wird das Korn sehr grob und entstehen hierdurch Uebergänge zu Pegmatiten, welche ebenfalls in staunenswert grosser Menge auftreten. Trotz all dieses Wechsels zeigt sowohl die Mineralzusammensetzung wie die Structur überall eine so grosse Verwandt-

schaft, dass man nicht daran zweifeln kann, dass diese röthlichen Granite innerhalb der ganzen Gegend genetisch zusammengehörig sind. Sie treten auch in kleinerer Menge innerhalb des Gebietes der grauen Granite auf und scheinen die jüngsten der hier in grösseren Massen auftretenden Eruptivgesteine zu sein.

Auch sie zeigen sehr häufig eine Parallelstructur, welche sich doch nicht so deutlich als in den älteren Graniten als Druckschieferung bekundet, sondern meiner Ansicht nach allerdings zum Theil durch primäre Vorgänge hervorgebracht ist. Die vollständig massigen Varietäten sind auch hier die vorherrschenden.

Endlich zieht sich durch den mittleren Theil der untersuchten Gegend eine langgestreckte, 2—7 Kilometer breite Zone von feinkörnigen, hornblendereichen Gesteinen, von denen die meist typische Varietät eine ausgeprägt porphyritische Structur besitzt und unter dem Namen Uralitporphyr (besser Uralitporphyrit) bekannt ist, die übrigen sich dagegen durch diverse Merkmale von diesem Haupttypus unterscheiden, mit dem sie aber genetisch eng zusammengehörig sind. Ausserhalb jener Zone kommen dieselben noch mehrorts in geringerer Verbreitung vor. Diese Gesteine, von denen der echte Uralitporphyr zuerst durch die Schilderung Wiik's[1]) bekannt geworden ist, die übrigen aber erst bei der Kartenaufnahme im Jahre 1887 entdeckt wurden, sind der Gegenstand für die folgende Untersuchung. Die Schilderung bezieht sich hauptsächlich auf die Gesteine des grössten Gebietes.

Beiläufig bemerkt wurde in dieser Gegend auch an einer Stelle ein Pikrit, welcher wahrscheinlich in Gangform auftritt, beobachtet.

Auch Reibungsbreccien, welche meistens aus Fragmenten von Uralitporphyrit bestehen, die durch Quarz verkittet sind, treten hier mehrorts in solchen Mengen auf, dass sie allein für sich Berge bilden.

Auf das Alter dieser Gesteine werden wir am Schlusse der petrologischen Darstellung zurückkommen.

Uralitporphyrite.

Der Uralitporphyrit ist in typischer Ausbildung, wie er in den Kirchspielen Hattula, Kalvola und Urjala vorkommt, ein grünlich-

[1]) F. J. Wiik, l. c. pag. 14; Derselbe, Medd. betr. finska mineral. o. bergarter Öfvers. finska Vet.-Soc. förh. 1875, XVII, pag. 33.

schwarzes Gestein, in welchem man mit dem blossen Auge mehr oder weniger dicht liegende, gut ausgebildete Uralitkrystalle in einem feinkörnigen, nicht näher bestimmbaren Mineralgemenge erkennt. Unter dem Mikroskop löst sich dieses Gemenge in ein Aggregat auf, welches hauptsächlich aus Aktinolit und Plagioklas besteht, wozu in wechselnder Menge Biotit, Zoisit, Epidot, Chlorit, Kalkspath, Quarz, Titanit und Erze treten.

Jeder kundige Petrolog wird schon bei dem ersten Blicke auf einen Dünnschliff dieser Gesteine, in welchem alle diese verschiedenen Mineralien in buntem Gedränge nebeneinander liegen, sofort erkennen, dass die Structur keine derartige ist, wie sie durch Erstarrung eines Magmas entsteht, sondern dass dieselbe secundärer Entstehung sein muss.

Die meisten der einzelnen Gemengtheile zeigen auch deutliche Beweise einer secundären Entstehung. Es soll nun zunächst versucht werden, durch eine eingehende Schilderung der verschiedenen Mineralien die Umwandlungsvorgänge, welche sie durchgemacht haben, zu verfolgen, um dadurch die Natur der ursprünglichen Gemengtheile soweit als möglich zu bestimmen, und auf diesem Wege mittelbar zu einer Reconstruction der ursprünglichen Beschaffenheit des Gesteines zu gelangen.

Der secundäre Charakter des Uralits in den porphyrischen Krystallen geht ohne Weiteres aus dem Umstande hervor, dass sie, obgleich sie die Spaltbarkeit und die übrigen physikalischen Eigenschaften der Hornblende zeigen, noch die Krystallform des Augits besitzen und zuweilen auch unveränderten Augit enthalten.

Die Krystalle sind gewöhnlich kurz säulenförmig und zeigen, wo man sie in den rauhen, durch die Atmosphärilien angegriffenen Oberflächen frei liegend beobachtet, am häufigsten die bei den eingewachsenen Augiten gewöhnliche Combination (110).(100).(010).$(11\bar{1})$, gelegentlich zusammen mit (001). Sehr häufig sind Zwillingsbildungen nach 100. Auch andere Durchwachsungen, welche wohl als eine Zwillingsbildung nach 101 und $12\bar{2}$ zu erklären sind, beobachtet man nicht selten. Zuweilen sind die Pyramidenflächen stark entwickelt, so dass die Querschnitte senkrecht zu dieser Zone an Hornblende erinnern; die Spaltbarkeit lässt aber bald den Irrthum erkennen.

Die Grösse der Krystalle wechselt von 1—12 Millimeter, die meisten bewegen sich in Dimensionen von 3—6 Millimeter.

Der noch unveränderte Augit ist in sehr wechselnder Menge vorhanden. An mehreren Stellen sind Gesteine beobachtet worden, in welchen sogar der grösste Theil der porphyrischen Krystalle noch aus Augit besteht, meistens bildet er aber nur fleckenweise Partien oder fehlt vollständig. Seine Eigenschaften erinnern am meisten an die hellröthlichen Augite der Augitporphyrite und Melaphyre.

Die an Stelle der Augite tretende Hornblende ist stark pleochroitisch mit Farben, welche zwischen hellgrün und bräunlichgrün wechseln. Zuweilen und besonders in den epidotreichen Gesteinen beobachtet man auch Farben, welche einen Stich in's Bläuliche haben. Sie bildet Stengel oder Fasern, welche meistens ganz parallel angeordnet sind und mit dem ursprünglichen Augit die Hauptaxe und die Symmetrieaxe gemeinsam haben. Auch alle Zwillingsbildungen des ursprünglichen Augites sind in diesen Uralitpseudomorphosen wieder zu erkennen. Der Parallelismus der Hornblende findet indessen auch sehr erhebliche Störungen, die zuweilen mit undulöser Auslöschung verbunden ist. Auch findet man nicht selten in den grossen Krystallen Büschel von kleineren Hornblendefasern, die ganz unregelmässig angeordnet sind.

Sehr oft beobachtet man, dass die Uralitstengel auch ausserhalb der Grenzen des Krystalls, besonders an ihren Enden, fortgewachsen sind, wobei entweder kleinere, Protuberanzen ähnliche Bildungen, oder auch lange Fransen, welche den Krystall umsäumen, entstehen (s. Taf. I, Fig. 2). Doch ist die Grenze des ursprünglichen Krystalls stets gut zu erkennen und wird oft durch Reihen von kleinen Titanitkörnern noch schärfer hervorgehoben. Zuweilen hat aber auch ein Theil des ursprünglichen Krystalls eine zerfetzte Beschaffenheit, indem er sich in verschiedene, durch Quarz getrennte Lappen zertheilt. Auch kommen andere Inhomogenitäten vor, welche in kleinen Einschlüssen von Titanit, Biotit, Epidot, Feldspath und Kalkspath bestehen. Durch die Anordnung der Titaniteinschlüsse ist zuweilen ein deutlicher zonarer Bau angedeutet.

Der Plagioklas, welcher oft schon makroskopisch in Form kleiner weisslicher Flecken hervortritt, bildet, wo er gut erhalten ist, breit tafelförmige, nach dem Albit- und Periklingesetze verzwillingte Individuen, welche oft auch knäuelförmige Durchwachsungen bilden. An solchen Schnitten, welche eine zur Zwillingsgrenze symmetrische Lage der Auslöschungsrichtungen besassen, wurden

Werte zwischen 20 und 30° erhalten. Er scheint daher zum Labrador oder Bytownit zugehören. Zonarer Bau wird zuweilen beobachtet, ist aber gewöhnlich nicht sehr ausgeprägt. Wenn man denselben als eine isomorphe Schichtung erklärt, muss man annehmen, dass die äussersten Schichten ein wenig saurer als die inneren sind. Diese Feldspathe lassen zahlreiche auf mechanischer Einwirkung beruhende Veränderungen, wie Knickungen, Biegungen, unregelmässigen Verlauf der Zwillingslamellen etc. erkennen; dieselben sind ferner meistens innig durchdrungen von secundären Mineralien, wie Hornblendenadeln und Biotitschüppchen, und lassen dadurch ihre primäre Natur unzweifelhaft erkennen.

Diese grösseren Feldspathleisten zeigen nun alle Stadien der Umwandlung in ein recht grobkrystallines Gemisch von Epidot und Zoisit, von welchen letzterer gewöhnlich reichlicher vorkommt. Dieselben Mineralien treten weit spärlicher ausserhalb der Feldspathe und hier meistens als Ausfüllungsmasse von Spalten oder Höhlungen auf.

Zwischen den grösseren Plagioklasen findet man in den schwächer veränderten Gesteinen nicht selten ganz schmale Leistchen desselben Minerals, welche einer zweiten Generation angehören dürften. Sie bilden oft einfache Zwillinge nach dem Albitgesetze.

Auch tritt zuweilen Plagioklas in der Form von ganz wasserhellen, allotriomorphen Körnern auf, deren secundäre Natur aus dem Auftreten sehr deutlich hervorgeht. Sie zeigen relativ selten Zwillingsstreifung und dürften wohl einem alkalireichen Feldspath angehören.

Der grösste Theil des Raumes zwischen den Plagioklastafeln wird von regellos liegenden, kleinen Stengeln und Nadeln von strahlsteinartiger Hornblende eingenommen. Die secundäre Natur derselben geht aus ihrer grossen Aehnlichkeit mit den aus den porphyrischen Augitkrystallen gebildeten Uraliten und aus dem gelegentlichen Auftreten auf Spalten im Gesteine oder in den anderen Mineralien mit grosser Wahrscheinlichkeit hervor.

Für das eventuelle Vorkommen von primärer Hornblende, welches natürlich hierdurch nicht ausgeschlossen wäre, liegen keinerlei Gründe vor.

In den meisten Gesteinen findet man in den kleineren Actinolithstengeln keine Spur von dem ursprünglichen Augit. Nur in

einem Gesteine, welches im südlichen Tammela am Südrande der Karte am grossen Torro-moore vorkommt, ist der Augit zwar nicht in den porphyrischen Einsprenglingen, aber in der Grundmasse vorhanden. Er bildet hier recht grosse Körner, welche den Raum zwischen den Plagioklaskrystallen zum grössten Theil ausfüllen. Ein Theil von diesem Augit, welcher hier eine lichtgrünliche Farbe besitzt, ist ebenfalls in Uralit umgewandelt.

Zwischen den Hornblendenadeln treten gewöhnlich auch kleine, stark pleochroitische Blättchen von Biotit auf und bilden meistens Haufwerke (s. Taf. I, Fig. 1, rechts), welche zuweilen deutliche Krystallbegrenzung zeigen, so dass man keinen Zweifel darüber hegen kann, dass sie Pseudomorphosen nach einem jetzt völlig umgewandelten Minerale sind. Das Auftreten in einem ursprünglich augitreichen Porphyritgesteine und die chemische Beschaffenheit und Form der Pseudomorphosen liessen mit einiger Sicherheit auf Olivin als das ursprüngliche Mineral schliessen.[1]) Wo die Krystallbegrenzung gut erhalten ist, beobachtet man nämlich immer Formen, welche an die für den eingewachsenen Olivin so charakteristischen, theils sechsseitigen, theils oktogonalen Durchschnitten erinnern, die meistens durch die Flächen 110 . 021 . 010, zuweilen auch durch das Vorherrschen der pinakoidalen Flächen bedingt werden. In diesen Pseudomorphosen treten zusammen mit dem Biotit auch oft Strahlstein, Epidot, Eisenerze und Quarz auf, welch letzterer auch zuweilen allein für sich die Pseudomorphosen bildet. In der Anordnung dieser Gemengtheile und besonders des Eisenerzes ist zuweilen eine Andeutung der für den theilweise zersetzten Olivin charakteristischen Maschenstructur zu erkennen.

In einigen Gesteinen, besonders in den östlichen Theilen des grossen Gebietes, hat sich der Biotit in Chlorit umgewandelt. Nur relativ selten scheint dieses Mineral als Umwandlungsproduct von Hornblende aufzutreten.

Die opaken Erzmineralien sind in wechselnder Menge vorhanden. Meistens sind sie sehr spärlich oder fehlen sogar gänzlich, so dass eine blasse, gleichmässig lichtgrüne Farbe der Dünnschliffe charakteristisch für diese Gesteinsreihe ist. Ein Theil der Erzkörner, welche eine rein schwarze oder bläuliche Oberflächenfarbe und rund-

[1]) Die Umwandlung des Olivines in Biotit beschrieb schon H. B. v. Foullon (Ueber Eruptivgesteine von Recoaro. Diese Zeitschrift, Bd. II, pag. 481—484).

liche oder lappige Formen besitzen, scheinen entschieden secundärer Entstehung zu sein. Sie liegen gewöhnlich unter den übrigen Gemengtheilen unregelmässig zerstreut, gleichwie ausgesät, und scheinen theils aus Magnetit, theils aus dessen Umwandlungsproduct (Eisenoxydhydrat) zu bestehen. Nur selten kommen kleine Würfel von Schwefelkies in diesen Gesteinen vor. Jenes Erz, welches ursprünglich am reichlichsten im Gestein vorhanden war, welches allerdings gegenwärtig meistens in Pseudomorphosen auftritt, scheint Titaneisen gewesen zu sein. An seine Stelle ist Titanit getreten, der meist auch deutlich krystallinisch ist, seltener so feinkörnig, dass man an Leukoxen erinnert wird. Auch wenn die opaken Kernpartien des primären Erzminerals in diesen Titanitanhäufungen fehlen, ist ihre regelmässige Vertheilung zwischen den übrigen Gemengtheilen noch dieselbe geblieben.

Unter den zweifellos secundären Gemengtheilen sind nur noch der Quarz und der Kalkspath zu nennen. Beide treten besonders gern als Ausfüllungsmasse von Hohlräumen oder Spalten auf.

Aus dieser Schilderung dürfte somit hervorgehen, dass das Gestein ursprünglich aus idiomorphen Krystallen von Augit, wahrscheinlich auch Olivin, Plagioklas und Titaneisen bestanden hat, welche in einer hauptsächlich aus Augit und Plagioklas bestehenden Grundmasse lagen. Hiernach würde die ursprüngliche Beschaffenheit des Gesteins mit einem Melaphyr oder Basalt übereinstimmen.

Mit dieser Annahme stimmt auch die Analyse überein, welche von Dr. Forsberg an einem typischen, epidotfreien Gesteine aus der Gegend von Pikonkorpi, in der südlichsten Ecke des grossen Gebietes ausgeführt wurde, und welche zu folgenden Zahlen geführt hat:

SiO_2	48·64
Al_2O_3	11·68
Fe_2O_3	10·57
FeO	6·31
MnO	0·39
MgO	6·78
CaO	10·88
Na_2O	2·90
K_2O	1·01
H_2O	1·02
Summa	100·18

Die Uebereinstimmung dieser Zahlen mit denen vieler Melaphyre und Basalte ist eine vollständige und wegen der grossen Gleichmässigkeit im mineralischen Bestande dieser Gesteine darf man annehmen, dass der Mehrzahl von ihnen eine entsprechende Zusammensetzung zukommt: nur gelegentlich dürfte eine locale Anreicherung an Epidot und Zoisit oder an Alkalifeldspath eine Abweichung von der obigen Zusammensetzung ergeben.

Wenn nun auch in dem Mineralbestande dieser Gesteine eine gewisse Einförmigkeit nicht zu verkennen ist, so weisen die Structuren besonders dort, wo die secundären Processe noch nicht so nivellirend eingewirkt haben, darauf hin, dass ursprünglich etwas verschieden ausgebildete Varietäten vorgelegen haben. Diese Unterschiede zeigen sich besonders in der Ausbildung der Grundmasse. Man findet nämlich einerseits eine mehr breitstengelige oder körnige Ausbildungsform des Uralits, welche darauf schliessen liess, dass die Grundmasse hier ursprünglich eine relativ grobkrystalline war, was auch an dem Gesteine, wo der Augit in der Grundmasse noch erhalten ist, direct nachweisbar ist.

In anderen Gesteinen werden dagegen die Actinolithnadeln in der Grundmasse immer feiner und ihre Verwebung mit den übrigen Gemengtheilen immer inniger, so dass die Grundmasse bei schwächeren Vergrösserungen beinahe dicht aussieht. Es ist daher nicht unwahrscheinlich, dass in diesen Fällen die Grundmasse ursprünglich glasführend war. Diese Annahme wird auch durch mehrere, später zu erwähnende Beobachtungen bestätigt.

Die Unterschiede, welche nicht auf der primären Beschaffenheit, sondern auf secundären Veränderungen beruhen, sind meistens auch sehr geringfügig und äussern sich hauptsächlich nur darin, dass bald dieser, bald jener von den im Vorigen beschriebenen Umwandlungsvorgängen mehr in den Vordergrund tritt, oder dass die ganze Umwandlung mehr oder weniger weit vorgeschritten ist. Bald sind die äusseren Conturen der verschiedenen, als Einsprenglinge auftretenden Mineralien überall gut erhalten und hat die Structur dann noch einen regelmässigen Charakter, welcher nicht allzuviel von demjenigen der unverwandelten Porphyritgesteine abweicht. Bald geht die Selbständigkeit der Plagioklasleisten allmählich mehr verloren, indem sie von den eingewanderten, kreuz und quer liegenden Actinolithnadeln und Biotitschüppchen erfüllt werden. Da gleich-

zeitig auch die Titanitkörner sich über den ganzen Dünnschliff verbreiten, ist der Charakter der Regellosigkeit vorherrschend (s. Taf. I, Fig. 1 und 2). Diese Ausbildung ist die am häufigsten anzutreffende.

Noch mehr verändert sich der Gesteinscharakter, wenn zu allen diesen Umwandlungen, welche hauptsächlich chemischer Art sind, starke mechanische Veränderungen hinzutreten und dadurch der in den jetzt beschriebenen Gesteinen vorwiegende massige Charakter in eine schieferige Ausbildung übergeht. Man findet hier alle Uebergänge von beinahe vollständig massigen zu sehr ausgeprägt schieferigen Gesteinen. Im Anfang bleiben noch die grösseren Uralitkrystalle ganz unverändert, während die übrigen Mineralien allmählich stärker ausgequetscht werden. Die Actinolithstengel in der Grundmasse reihen sich parallel an einander an, die Plagioklase werden zuerst in mehrere Theile zerdrückt, dann allmählich zu linsenförmigen, mit Neubildungen reichlich erfüllten Aggregaten ausgezogen; die Biotit- und Titanitanhäufungen werden streifenförmig verlängert. Zugleich entstehen auch deutliche, durch alle die verschiedenen Gemengtheile hindurch ziehende Quetschzonen. In einem weiteren Stadium der Metamorphose werden auch die porphyrischen Uralitkrystalle von denselben Veränderungen getroffen, indem sie zuerst gekrümmt oder abgerundet, dann in mehrere Stückchen zerspalten, endlich durch die Verschiebung der einzelnen Stengeln gegen einander zu linsenförmigen Streifen, an denen man doch an der einen Seite noch oft die ursprüngliche Krystallkante gut erkennen kann, ausgequetscht werden (vergl. Taf. I, Fig. 4 und 5). Je mehr die mechanischen Veränderungen überhand nehmen, desto reichlicher stellen sich auch Neubildungen von Quarz, Alkalifeldspath, Epidot und Kalkspath ein, welche sich theils auf den Quetschzonen oder an klaffenden Oeffnungen beiderseits der Uralitkrystalle angesiedelt haben, theils auch die ganze Masse des Gesteins erfüllen, wobei dieses oft ein den Grünschiefern ähnliches Aussehen erhält.

Am besten sind diese Veränderungen in einem Felsen zu studiren, welcher sich östlich von dem Dorfe Luolais, am Exercirplatz von Parola, im Kirchspiele Hattula, im östlichen Theile der grossen Porphyritzone, befindet. Auf dieses Gestein beziehen sich auch die eben erwähnten Abbildungen. Auch in der Mitte derselben Zone trifft man

bei dem Försterhause Haavisto ein eben so stark verändertes Gestein, in welchem man ausser der gewöhnlichen Druckschieferung noch eine auf der Parallelanordnung der feinen Hornblendenadeln beruhende Parallelstructur sieht, welche die erstere unter einem spitzen Winkel schneidet und wahrscheinlich auf Torsion zurückzuführen ist.

Ein ebensolches, stark schieferiges Gestein, welches südwestlich von dem Dorfe Wuorentaka in Hattula, ausserhalb der Südgrenze des östlichsten Theils des grossen Gebietes einen nur 1 Meter breiten. scharf begrenzten Lagergang im Phyllit bildet, ist deshalb von Interesse, weil seine Structur mit derjenigen eines sedimentären Schiefers grosse Aehnlichkeit zeigt. Das Vorkommen von trotz der starken Veränderung gut erkennbaren porphyrischen Uraliten (Taf. I. Fig. 6) zeigt doch deutlich, dass wir es auch hier mit einer sehr stark umgewandelten Varietät der Uralitporphyrite zu thun haben.

Der jetzt geschilderte echte Uralitporphyrit findet unter den verschiedenen Varietäten dieser Gesteinsreihe die weitaus grösste Verbreitung. In den östlichsten Theilen der grossen Zone ist er fast allein herrschend und ebenso auch in dem Zipfel südlich der Kirche von Kalvola. In den mittleren Partien des Gebiets nimmt er die centralen Theile ein und ist besonders in der Gegend von Pikonkorpi und Torajärvi, wo die Zone ihre grösste Breite hat, sehr verbreitet; ausserdem findet er sich in einem kleinen, von der Hauptzone getrennten Gebiete, welches nördlich von der erwähnten Stelle liegt; dort herrscht er fast ausschliesslich. Endlich tritt er auch an mehreren Stellen in den westlichen Theilen der Karte auf, theils innerhalb der grossen Zone, theils ausserhalb derselben in zerstreut liegenden, meistens ganz kleinen Gebieten.

Plagioklasporphyrite.

In engem Verbande mit den eigentlichen Uralitporphyriten treten Gesteine auf, von denen die meisten sich nur dadurch von jenem Haupttypus unterscheiden, dass die porphyrischen Uralitkrystalle und gleichzeitig auch die Olivinpseudomorphosen in ihnen stark zurücktreten oder vollständig verschwinden und hauptsächlich nur die Plagioklase als Einsprenglinge auftreten, die auch meistens nur mikroskopisch wahrnehmbar sind. Diese Gesteine, welche man

als feinkörnige Plagioklasporphyrite bezeichnen kann, kommen hauptsächlich an den mittleren Rändern der grossen Porphyritzone vor.

In der Gegend von Raito in den westlichsten Theilen der genannten Zone treten Gesteine derselben Art auf, welche durch eine reine graue Farbe gekennzeichnet sind und deren Plagioklaseinsprenglinge schon makroskopisch wahrnehmbar werden, aber doch selten eine Länge von 4 Millimetern überschreiten. Die Beschaffenheit und Formenausbildung dieser Plagioklase sind ganz dieselben wie in den Uralitporphyriten, und meistens sind auch Augitkrystalle, welche oft nur theilweise uralitisirt sind, in geringer Menge vorhanden (Taf. I, Fig. 3). Die Titaneisenpseudomorphosen, deren Formen oft gut erhalten sind, werden zuweilen von den übrigen Gemengtheilen eingeschlossen. Die Grundmasse, worin die schmalen Plagioklasleistchen zweiter Generation oft sehr gut zu erkennen sind, ist vorwiegend recht feinkörnig und scheint in diesem Falle ursprünglich hyalopilitisch gewesen zu sein.

Mandelsteine.

Sowohl die eigentlichen Uralitporphyrite, wie besonders die Plagioklasporphyrite der ersten Gruppe sind häufig als Mandelsteine ausgebildet. Solche kommen besonders in der Nähe von Raito in den westlichsten Theilen der Porphyritzone und auch in der Gegend nordwestlich von Koijärvi, 5 Kilometer im Osten von der letztgenannten Stelle vor. Die oft sehr dicht liegenden, langgezogenen, rundlichen Mandeln sind meistens mit Quarz und Epidot oder Zoisit erfüllt, von denen letztere oft radial geordnete Krystallsäulchen bilden, deren Enden in die in der Mitte liegende reine Quarzmasse hineinragen. Zuweilen findet sich auch Plagioklas als Ausfüllungsmasse; derselbe ist alsdann in der ganzen Mandel gleich orientirt und umschliesst kleine Partien von Quarz und Stengel von Hornblende und Epidot. Die Länge dieser Mandeln schwankt zwischen 1 und 3 Centimeter.

In mehreren Beziehungen interessante Erscheinungen zeigen die Mandelsteine, welche in den östlichsten Theilen der Porphyritzone, nahe an deren Nordrande, besonders auf dem Berge Ilveskallio bei Nihattula und in zwei kleinen Felsen auf dem Exercirplatz von Parola (Südwest von der Kirche Hattula) vorkommen (siehe die Karte). Die scharf begrenzten Mandelräume, welche auch hier wie an dem letztgenannten Orte, theils in einem feinkörnigen Plagioklasporphyrit,

theils in einem Uralitporphyrit liegen, haben meistens eine kurz-ellipsoidische Gestalt und erreichen oft eine sehr bedeutende Grösse, bis 20 Centimeter und darüber in der Länge. Sie sind meistens mit einem feinkörnigen Gemenge aus Epidot und Quarz, zum Theil auch mit reinem Quarz erfüllt. (In der untenstehenden Fig. 1 stellen die schraffirten Stellen das epidotreiche Gemenge, die weissen den Quarz vor). Letzterer tritt auch oft als Ausfüllungsmasse in feinen Spalten auf, welche die Mandeln durchsetzen und ausserhalb derselben in dem umgebenden Gestein bald enden (Fig. 1 und 2). Diese Spalten sind unzweifelhaft nach der Ausfüllung der Mandeln durch den Gebirgsdruck hervorgebracht worden.

Fig. 1.

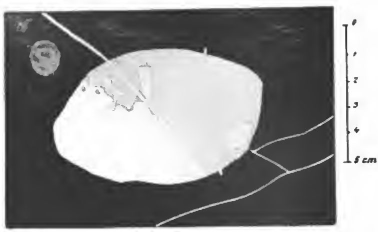
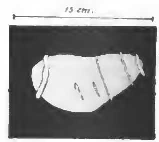


Fig. 2.



Es gibt aber in Ilveskallio auch andere, von dem umgebenden Gesteine ebenfalls scharf abgegrenzte Partien von einem feinkörnigen Gemenge von Epidot und Quarz, welche nur zum Theil noch rundlich begrenzte, zuweilen bis 70 Centimeter messende Körper, zum Theil aber lange zackenartige Ausläufer von denselben, die der Parallelstructur des Gesteins folgen, bilden. Fig. 3 *a* zeigt einen Theil einer solchen Partie, Fig. 3 *b* eine der Einzelheiten derselben in grösserem Maasstabe. Auch in diesem Falle dürften wohl primäre Hohlräume irgend welcher Art die erste Veranlassung zu derartigen Bildungen gegeben haben.

Beiläufig erwähnt kommt dasselbe Gemenge von Epidot und Quarz ausser in diesen scharf begrenzten Hohlraum- und Spaltenausfüllungen auch oft als undeutlich hervortretende Flecken vor, welche nur als stärker veränderte Theile des Gesteins selbst anzusehen sind.

Das Vorkommen der Mandelsteine ist deshalb von besonderem Interesse, weil es die effusive Natur dieser Gesteine ausser Zweifel setzt. Zugleich sind die Mandeln ein Beweis dafür, dass hier ursprünglich Glasmasse, wenn auch in geringen Mengen, vorhanden war, da die scharfe Begrenzung der Mandeln gegen das umgebende Gestein kaum anders, als durch das einstmalige Vorhandensein einer, wenn auch dünnen Glashaut erklärt werden kann und auch die Bildung der Blasenräume in vollständig krystallisirten Magmen nicht beobachtet worden ist.

Fig. 3.



Primärgänge und Primärbreccien.

Wie schon erwähnt sind die in dem Vorigen beschriebenen Gesteinsvarietäten durch zahlreiche Uebergänge mit einander verbunden; doch beobachtet man auch nicht selten scharfe Grenzen zwischen den verschiedenen Abarten.

So findet man z. B. in der Gegend südöstlich von Urtamojärvi in Urjala einen Felsen, welcher aus einem Gesteine mit sehr dicht liegenden Uralitkrystallen besteht und von einem 10 Centimeter breiten, scharf begrenzten Gange eines Gesteins durchsetzt wird, welches sich nur durch das Fehlen dieser Krystalle von dem vorigen unterscheidet. Solche Erscheinungen sind auch an anderen Stellen beobachtet worden; ich fasse dieselben als Primärgänge auf, d. h. als Gänge, welche stofflich und zeitlich dem umschliessenden

Gesteine ganz nahe stehen, und aus demselben Magma, wie diese entstanden sind.

Noch häufiger findet man, dass die Varietät mit makroskopisch wahrnehmbaren Einsprenglingen Einschlüsse in einer feinkörnigen Varietät bildet, wodurch breccienähnliche Gesteine entstehen, welche aber leicht von anderen Breccien secundärer Bildung, die auch hier mehrorts vorkommen, zu unterscheiden sind und welche als primäre oder Eruptivbreccien aufgefasst werden müssen.

Fig. 4.

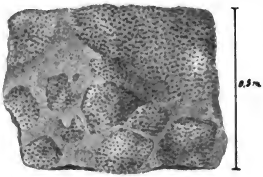
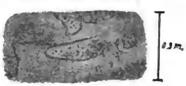


Fig. 4 gibt mit etwas schematisirter Deutlichkeit eine solche Primärbreccie wieder, die einen losen, scharfkantigen Block auf dem Berge Ilveskallio in Hattula bildet. Die Grenze zwischen den Theilen, welche zahlreiche Uralitkrystalle enthalten, und denen, in welchen sie fehlen, sind sowohl für das blosse Auge, wie mikroskopisch vollständig scharf zu erkennen. Die Structur ist in beiden sehr wenig verändert.

Sehr häufig kommen solche breccienartige Gesteine im südlichsten Theil der grossen Zone vor. Die Formen der Einschlüsse welche eine Grösse von einigen Decimetern erreichen, sind bald scharfeckig, oft auf der einen Seite spitz ausgezogen, bald mehr oder weniger abgerundet. Die Grenzen sind zuweilen scharf zuweilen aber auch so unbestimmt, dass die Varietäten ganz allmählich in einander übergehen (Fig. 5).

Fig. 5.



Die Entstehung dieser Primärbreccien ist wohl so zu erklären dass bei wiederholten Eruptionen neue Magmamengen die schon erstarrten Theile zersplitterten und umhüllten.

Die Breccie von Kokonjärvi.

Hier müssen wir die Beschreibung eines Gesteines einschalten welches mit den Eruptivbreccien eine gewisse Verwandtschaft zeigt seiner Entstehung nach aber von ihnen recht verschieden sein dürfte Dieses Gestein bildet einen isolirten Felsen innerhalb der grossen

orphyritzone südlich von dem See Kokonjärvi in Urjala. Die Stelle st auf der Karte mit einem Stern bezeichnet.

Dieser Fels besteht zum grossen Theil aus zahlreichen, scharf-ckigen, ihrer Natur nach sehr mannigfaltigen Gesteinsfragmenten, velche grösstentheils zu der bis jetzt abgehandelten Gesteinsreihe ehören; dieselben werden von einer oft recht spärlichen dunklen Aasse verkittet.

Die Mehrzahl dieser Fragmente besteht aus Plagioklaspor-hyrit, dessen Primärstructur und ursprünglicher Mineralbestand hier ft auffallend gut erhalten sind. Die structurelle Ausbildung ist eine ehr mannigfaltige, indem einige mit den pag. 14 geschilderten lagioklasporphyriten völlig übereinstimmen, andere dagegen, welche m Nordrande des Felsens in Fragmenten von mehreren Cubikmetern orkommen, durch ihre bis 3 Centimeter langen, an den Enden gabel-örmig verzweigten, porphyrischen Labradortafeln charakterisirt sind, velche in einem feinkörnigen, holokrystallinischen Gemenge von uweilen fluidal geordneten, kleinen Plagioklastafeln derselben Form ınd allotriomorphen Körnern von Hornblende (Uralit) nebst kleinen Titanitkörnern liegen (Taf. II, Fig. 2). Endlich nehmen in anderen lie Plagioklase nadelförmige Gestalt an und die Structur scheint labei in eine pilotaxitische (Taf. II, Fig. 3) und hyalopili-ische überzugehen.

Neben diesen Fragmenten von Plagioklasporphyriten kommen zu-ächst solche von einem Gesteine vor, welches aus einer dunklen, auch ei schwacher Vergrösserung ganz dichten Masse besteht, in welcher ur vereinzelte Krystalle von Plagioklas und Augit (beziehungs-veise Uralit) oder Titaneisenanhäufungen sich vorfinden, die zu-veilen in Streifen angeordnet sind. Bei der Anwendung starker Ver-rösserungen löst sich die dunkle Masse meistens in ein Aggregat on winzig kleinen Nädelchen und Schüppchen von Hornblende, hlorit und wasserhellen Körnern auf, welche wahrscheinlich aus lagioklas bestehen. Es gibt aber auch Fragmente dieser Art, in velchen man überhaupt keine deutlichen Mineralpartikelchen, sondern ur eine dunkle, zwischen gekreuzten Nicols nur stellenweise sich chwach aufhellende Masse erkennt. Es scheint mir, dass in diesen tückchen (Taf. II, Fig. 4) noch eine Glasmasse vorliegt, velche nur hier und da nicht näher bestimmbare, wahrscheinlich aolinartige Entglasungsproducte enthält, während die von den win-

zigen Mineralpartikelchen erfüllten ähnlichen Gesteinsstückchen als durch Neubildungen entglaste, vielleicht schon ursprünglich mikrolithenreiche Gläser zu betrachten sein dürften.

Neben diesen Fragmenten, die ich als Eruptivgesteine glaube ansprechen zu dürfen, werden aber auch langgezogene, recht grosse Einschlüsse eines ebenfalls dichten Gesteines beobachtet, welches eine sehr deutliche Parallelstructur besitzt, die quer gegen die Grenzen des umgebenden Gesteines gerichtet ist und sich nicht in dieses fortsetzt. Diese Parallelstructur war also schon vor der Einhüllung durch das Eruptivgestein vorhanden und lässt sich am ehesten auf einen Schiefer zurückführen.

Auch die Kalkbestimmung, welche freundlichst von Herrn Berghell ausgeführt wurde und 1·94 Procent CaO ergab, lässt keine Verwandtschaft zu den übrigen Eruptivgesteinen dieser Gegend erkennen, und da auch die sonstige mikroskopische Beschaffenheit an Adinole vielfach erinnert, so ist es wohl möglich, dass wir in diesen Einschlüssen Bruchstücke von Thonschiefern zu erkennen haben, welche durch die umhüllenden Eruptivgesteine metamorphosirt worden sind.

Endlich gibt es unter diesen so mannigfachen Fragmenten auch solche, welche einer etwas saureren Gruppe angehören. Diese Gesteine, welche sich von den vorigen durch ihre lichtgraue, beinahe weissliche Farbe unterscheiden, bestehen überwiegend aus Feldspath. und zwar Plagioklas, welcher in zwei Generationen vorkommt.

Die Plagioklaseinsprenglinge, welche, wie es scheint aus Labrador oder Andesin bestehen, bilden breit tafelförmige Krystalle von einer Grösse, welche im Allgemeinen zwischen 2:4 und 0.5 : 1 Millimeter schwankt, und welche Viellinge nach dem Albitgesetze mit spärlichen breiten Lamellen oder auch einfache Krystalle bilden.

Neben den Plagioklasen kommen als Gemengtheile erster Generation zuweilen spärliche, schlanke Säulchen einer theils grünen. meistens aber braunen primären Hornblende vor, welche sich als solche durch ihre idiomorphe Begrenzung und ihren durch den Wechsel von helleren und dunkleren Schichten hervorgerufenen zonaren Bau documentirt, welche in einer Pseudomorphose nicht in solcher Schönheit sich hätte erhalten können. Diese Krystalle zeigen Einbuchtungen, welche durch Corrosion zu erklären sein dürften.

Titaneisenkrystalle, welche theilweise in Titanit umgewandelt sind, kommen auch in spärlicher Menge als Einsprenglinge vor.

Anhäufungen von Quarzkörnern oder Quarz mit Epidot, Chlorit und Hornblende, welche theils rundlich, theils sechsseitig begrenzt sind, sind secundärer Entstehung, da sie keine Spur von Druckerscheinungen zeigen und dürften entweder als Ausfüllungen von alten Mandelräumen oder als Pseudomorphosen nach einem völlig verschwundenen Minerale zu erklären sein.

Die Grundmasse besteht hauptsächlich nur aus Plagioklas, welcher entweder dicht gedrängte, schmale, oft fluidal angeordnete Leistchen bildet und zu einer typischen trachytoiden Structur führt (Taf. II, Fig. 5, rechts) oder neben den Leistchen zahlreiche hypidiomorphe Körner bildet (links angegebene Figur), oder schliesslich in Sphärokrystallen auftritt, welche meistens ein sehr deutliches Interferenzkreuz zeigen und oft die ganze Grundmasse erfüllen, wobei sie gern an die porphyrischen Krystalle angewachsen sind. Das Korn dieser Grundmasse wird auch zuweilen sehr fein, wobei die Einsprenglinge gleichzeitig zurücktreten und fluidale Erscheinungen noch auffallender hervortreten. Diese Gesteine scheinen allerdings ursprünglich vitrophyrisch ausgebildet gewesen zu sein.

Auch in diesen saureren, feinkörnigen bis dichten Gesteinen treten Neubildungen von Epidot und wasserhellem Plagioklas auf, die zuweilen so reichlich vorhanden sind, dass die Primärstructur dadurch ganz verschleiert wird.

In ihrem ursprünglichen Zustande dürften diese Gesteine mit den feldspathreichen Andesiten vollständig übereingestimmt haben.

Beiläufig möge hier erwähnt werden, dass ein Gestein, welches eine mit derjenigen der zuletzt geschilderten vollständig übereinstimmende Primärbeschaffenheit gehabt haben dürfte, jetzt aber stark mechanisch zertrümmert ist, auch in recht grosser Menge unter den Fragmenten vorkommt, welche die in der Einleitung erwähnte und auf der Karte angegebene Reibungsbreccie am Nordrande der Porphyritzone, südwestlich von der Kirche Kalvola, zusammensetzen. Auch in den benachbarten Gegenden, besonders nordöstlich von der Stadt Tammerfors, kommen ähnliche, oft sehr gut erhaltene und schön fluidalstruirte Gesteine von andesitischem Charakter vor.

Nebst den Fragmenten von allen diesen verschiedenen Gesteinsvarietäten kommen in der genannten Breccie auch lose Krystalle von Uralit und Plagioklas und Biotitanhäufungen vor, welche letztere wahrscheinlich umgewandelte Olivinknollen sind.

Die mannigfaltige Beschaffenheit und die meistens scharfsplitterigen (Taf. II, Fig. 4 und 5). seltener eigenthümlich fetzigen Formen (Taf. II, Fig. 3) der Mehrzahl dieser Einschlüsse, welche beinahe alle als Abarten einer Reihe genetisch zusammengehöriger Eruptivgesteine aufgefasst werden können, macht es überaus wahrscheinlich, dass sie ursprünglich ein loses Haufwerk von vulcanischen Auswürflingen gebildet haben, welches durch die bei Gasexplosionen erfolgte Zertrümmerung der schon erstarrten Theile entstand.

Der zwischen diesen Fragmenten liegende Kitt ist meistens nur sehr spärlich vorhanden und besteht dann aus einer sehr feinkörnigen Masse, welche der Hauptsache nach dieselbe Mineralbeschaffenheit wie die feinkörnigen Gesteinsfragmente besitzt.

In anderen Theilen desselben Felsens findet man aber auch einen typischen Uralitporphyrit, welcher wohl durch die Erstarrung eines über das lose Haufwerk später ergossenen Magmas entstanden ist. Dasselbe Gestein tritt auch in der Umgegend auf.

In ihrer Gesammtheit sind die jetzt beschriebenen Erscheinungen ein deutlicher Beweis für eine rein vulcanische Thätigkeit schon während dieser frühen Periode.

Feinkörnige und dichte Magma (?) -Gesteine.

Die Gesteine der folgenden Abtheilung zeichnen sich durch ihr feines bis dichtes Korn, ihre meistens dunkelgraue, zuweilen in's Grünliche gehende Farbe, welche in den oberen Theilen der Felsen oft in eine weissliche übergeht, und durch ihren scharf splitterigen Bruch von den vorigen aus. Am meisten äussere Aehnlichkeit haben sie mit Hälleflinten, von denen sie sich aber durch die öfter fehlende Parallelstructur und die viel basischere Zusammensetzung unterscheiden.

Bei der Mehrzahl dieser dichten Gesteine löst sich bei Anwendung starker Vergrösserungen die Masse in ein Aggregat von

Hornblendenadeln und Biotitschüppchen, Epidot-, Zoisit- und Titanitkörnern und wasserhellen, wahrscheinlich aus Feldspath bestehenden Körnchen auf. Kleine Turmalinsäulchen sind nur sehr selten vorhanden. Biotit und Hornblende treten vicariirend für einander auf, so dass bald der eine, bald der andere Gemengtheil vorherrscht oder allein vorhanden ist. Nicht selten kommen auch idiomorphe kleine Einsprenglinge von grösstentheils uralitisirtem Augit, Titaneisen in Pseudomorphosen und Plagioklas (s. Taf. II, Fig. 1) vor, welcher letztere oft auch ganz schmale, dann meistens zerbrochene Täfelchen bildet. Die makroskopisch wahrnehmbare Parallelstructur, welche zuweilen in diesen Gesteinen vorkommt, dürfte wohl als eine Folge mechanischer Einwirkung aufgefasst werden können. Auch den anscheinend schichtenförmigen Aufbau aus epidotreichen, lichtgrünlichen und epidotarmen, dunkleren Lagen, wie er an einem Vorkommen südlich vom See Koijärvi in Urjala beobachtet wird, möchte ich auf gleiche Weise erklären. Denn der unregelmässige, oft auskeilende Verlauf der einzelnen Lagen und das ganz locale Auftreten der Erscheinung in einem Gesteine, welche übrigens den vollständig massigen gleichkommt, lassen darauf schliessen, dass hier ein Fall von localisirter Mineralneubildung auf mehr oder weniger stark gequetschten Zonen, d. h. nur eine Pseudoschichtung vorliegt.

Viel häufiger kommt eine andere, mit der zuletzt erwähnten verwandte Erscheinung vor, welche sich darin äussert, dass die Gesteine auch nur zum Theil in ihrer relativ schwach veränderten Beschaffenheit erhalten sind, theilweise aber und besonders in einander schiefwinklig kreuzenden Zonen, welche den Spaltflächen des Gesteins parallel gehen, eine durch reichlichere Einmengung von Quarz oder auch Kalkspath hervorgerufene lichtere Farbe besitzen. Diese hauptsächlich unter dem Mikroskope hervortretende Erscheinung dürfte wohl auch in einer durch Druck hervorgebrachten Zerklüftung und zonenweisen Zerdrückung des Gesteins und einer damit verbundenen Mineralneubildung ihre Ursache haben.

Die chemische Zusammensetzung eines Gesteins dieser Gruppe, aus der Gegend nordwestlich von Koijärvi in Urjala ist nach einer von Dr. Forsberg ausgeführten Analyse die folgende:

SiO_2	56·44
Al_2O_3	16·17
Fe_2O_3	7·72
FeO	3·00
MnO	0·30
MgO	2·02
CaO	10·13
Na_2O	1·17
K_2O	1·18
H_2O	2·37
Summa	100·50

Da nun noch der Plagioklas in diesem Gesteine grösstentheils in Epidot und Zoisit umgewandelt ist, und dieser Process nach den Untersuchungen von Lemberg [1]) und Schenck [2]) stets mit einer Zunahme an Kalk und Wegführung von Alkalien, meistens auch Kieselsäure verbunden ist, dürfte das ursprüngliche Gestein eine Zusammensetzung gehabt haben, welche einer kieselsäurereicheren Abart des melaphyrischen Magmas gleichkommt.

Erinnert man sich ferner, dass diese Gesteine, welche an einer Stelle recht deutlich entwickelte Mandelräume enthalten und in denen man zuweilen eine schwache Andeutung einer ehemaligen Fluidalstructur (vergl. Taf. II, Fig. 1) beobachtet, oft durch Uebergänge mit den porphyritischen Gesteinen, besonders mit den Plagioklasporphyriten, verbunden sind, so dürfte wohl daraus mit ziemlicher Sicherheit hervorgehen, dass sie grösstentheils zu derselben eruptiven Reihe gehören. Wegen der vollständigen Aehnlichkeit mit den von uns als Gläser oder Vitrophyre gedeuteten Einschlüssen in dem Brecciengesteine von Kokonjärvi wird es sehr wahrscheinlich, dass auch diese Gesteine ursprüngliche, zum Theil vielleicht mikrolithreiche Gläser gewesen sind. Doch kann man nicht die Möglichkeit leugnen, dass ein Theil dieser dichten Gesteine auch aus feinen Aschengemengtheilen der Eruptivgesteine gebildet sein könnte, dass sie also sehr feinkörnige Tuffe wären. Die Sache lässt sich vielleicht in der

[1]) J. Lemberg, Die Gebirgsarten der Insel Hochland. Archiv für die Naturk. v. Liv-, Esth- und Kurland. Ser. I, Bd. IV, pag 185 u. 368. Dorpat 1868.

[2]) A. Schenck, Die Diabase des oberen Ruhrthals etc. Verh. naturh. Ver Rheinl. u. Westph. 1884, pag. 45—48.

Zukunft durch Beobachtung an benachbarten Localitäten sicher entscheiden.

In den mittleren Theilen der Porphyritzone, wo diese dichten Gesteine nahe an den Grenzen vorkommen, kann man zuweilen deutlich beobachten, dass sie eine endogene Contactzone gegen die Gesteine des Liegenden bilden. Wie hier scheinen sie auch in den westlichen Theilen der Zone, wo sie in grösseren Massen (bis 15 Meter hohe und 100 Meter lange Felsen) auftreten, die untersten Theile der Porphyritdecke einzunehmen. Diese ist nämlich hier erheblich verschmälert, was wohl darauf beruht, dass die Erosion den grössten Theil derselben fortgeschafft hat.

Ganz local kommt in der Gegend südwestlich von Koijärvi in Urjala, östlich von der schmalsten Stelle der Porphyritzone, eine andere Varietät vor, welche sich von der vorigen makroskopisch durch ihre lichtere, mehr reingraue Farbe unterscheidet und welche eine etwas mehr sauere Beschaffenheit besitzt. Die betreffenden Gesteine bestehen, wo sie nicht stark verändert sind, überwiegend aus einem Aggregat von ganz feinkörnigem Plagioklas mit äusserst spärlichen Einsprenglingen desselben Minerals. Dieses Aggregat zeigt mikroskopisch oft eine eigenthümliche, moiréeartige Fleckigkeit, welche dadurch hervorgebracht ist, dass eine Menge ganz kleiner Körner oder Leistchen von Plagioklas von grösseren Körnern desselben Minerals eingeschlossen sind. In geringerer Menge kommen Biotit, zuweilen in winzigen hexagonalen Täfelchen, Hornblende, Epidot, Zoisit, Eisenerze, Turmalin oder neugebildeter Alkalifeldspath vor. Auch diese Gesteine, welche wohl ihrer Bildung nach den zuletzt erwähnten nahe stehen dürften, in ihrer magmatischen Zusammensetzung aber sich den pag. 20 beschriebenen „andesitartigen“ Gesteinen nähern, zeigen besonders deutlich die im Vorigen erwähnte Art der Umwandlung, welche wir auf ein zonenweises Zerdrücken und reichlichere Mineralneubildung bezogen haben. Nur tritt hier an Stelle von Quarz und Kalkspath Biotit und zuweilen Sericit auf.

In Zusammenhang mit den Eruptivgesteinen auftretende sedimentäre Schiefer.

Nahe an dem Orte, wo die letztgenannten Gesteine vorkommen, tritt auch in einigen kleinen Felsen ein grünlichgraues Gestein auf, welches in seinem Habitus den zuletzt geschilderten Gesteinen sehr

ähnelt, sich aber durch seine ausgeprägte und regelmässige Schieferung von ihnen unterscheidet.

Das Gestein besteht hauptsächlich aus parallel geordneten Blättern von braunem Biotit und schlanken Säulen von lichtgrüner Hornblende, nebst wasserhellen, eckig begrenzten Körnern, welche wohl theils aus Quarz, theils aus Plagioklas bestehen. Titanit und Epidot fehlen beinahe vollständig und auch Eisenerze sind nur sehr spärlich vorhanden. An einigen Orten kommen undeutlich begrenzte Körner eines chiastolithartigen Minerals vor.

Die Structur dieses Gesteins, in welchem die verschiedenen Gemengtheile scharf getrennte, meistens allotriomorphe Körner bilden, weicht von derjenigen der Porphyritgesteine vollständig ab. Dagegen zeigt sie mit derjenigen der älteren Phyllite dieser Gegend grosse Aehnlichkeit, obgleich wir hier die bei ihnen häufig zu beobachtende starke Faltung und Knickung der Glimmerlamellen vermissen und die ganze Art der Parallelstructur in ihrer Regelmässigkeit an eine solche erinnert, welche durch ursprüngliche Schichtung eingeleitet war.

Die Vermuthung, dass dieses Gestein als ein sedimentärer Phyllit zu deuten ist, ist für mich zur Ueberzeugung geworden, seitdem ich an anderer Stelle in der Gegend nördlich von der Stadt Tammerfors einen unter ganz ähnlichen Beziehungen zu anderen Gesteinen, aber in Wechsellagerung mit Tuffen und Conglomeraten auftretenden Phyllit beobachtet habe, der mit dem vorliegenden sehr grosse Aehnlichkeit hat.

Tuffe.

Endlich gibt es eine Anzahl Gesteine, welche bei einer gewissen makroskopischen Aehnlichkeit mit den echten Eruptivgesteinen, deren Mineralbestand sie durchaus theilen, sich von diesen doch in ihrer Structur weit unterscheiden. Sichere Uebergänge derselben in die Eruptivgesteine sind nicht nachzuweisen. Man hat dieselbe grösstentheils gut idiomorphen, hier zum kleinen Theil auch unregelmässig eckigen Einsprenglinge von Plagioklas; neben diesen dieselben Uraliteinsprenglinge und die oben beschriebenen Pseudomorphosen von Biotithäufchen. Während die Mehrzahl von diesen Gesteinen den Plagioklasporphyriten am meisten ähneln, nähern sie

sich durch Zunahme der Uralitseinsprenglinge und der Biotitpseudomorphosen in ihrem Aussehen mehr den Uralitporphyriten.

Auch die dunkle und feinkörnige Grundmasse hat dieselbe mineralogische Zusammensetzung wie dort, aber es fehlt ihr die Structur der Eruptivgesteine. Das Gewebe derselben trägt meistens einen klastischen Charakter, indem besonders die Feldspathe ganz eckig begrenzt sind.

Es gibt einsprenglingsfreie Formen dieser Gesteine, in denen sich aber gelegentlich Bündel divergentstrahliger Hornblende finden.

Wo in den jetzt beschriebenen, im allgemeinen wenig veränderten Gesteinen Druckwirkungen deutlicher werden, zeigten sich wasserheller Plagioklas, Epidot und Zoisit als Neubildungen. In einigen stark gequetschten Varietäten bieten die Plagioklaseinsprenglinge Theile dar mit gitterartiger Zwillingsstructur, wie sie der Mikroklin hat. Diese Mikroklinpartien sind mit dem umgebenden Krystall gleich orientirt. Diese Erscheinung fand sich unter denselben Verhältnissen bei einem feinkörnigen Gesteine der Eruptivreihe. Da sie in den mechanisch schwach veränderten Gesteinen nicht beobachtet wurde, muss sie secundärer Entstehung sein. In einem feinkörnigen und recht glimmerreichen Gesteine dieser Reihe habe ich auch Granat beobachtet.

Die Grundmasse des porphyrartigen Gesteins enthält Biotit in kleinen Blättchen. Der Umstand, dass diese Biotitblättchen zu parallelen Streifen geordnet sind, welche an den in ihrer Richtung liegenden Plagioklaseinsprenglingen absetzen und hinter denselben wieder beginnen (Taf. II, Fig. 6), deutet nach meiner Meinung auf ursprüngliche Sedimentation und scheint mir weder durch Fluidalstructur noch durch mechanische Vorgänge erklärlich.

In der Gegend zwischen den Seen Lehijärvi und Kalvolanjärvi, südwestlich von der Kirche Hattula, wo diese Gesteine an der Grenze zwischen der Porphyritzone und den nördlich davon auftretenden Schiefern besonders reichlich vorkommen, zeigen sie oft einen lagenartigen Wechsel von lichtfarbigen, überwiegend aus Plagioklaskörnern bestehenden Platten und solchen, welche eine dunkle Farbe besitzen und an Biotitanhäufungen und grösseren Plagioklaskrystallen sehr reich sind. Obgleich die Regelmässigkeit der Parallelstructur, welche sich auch in der Anordnung der Gemeng-

theile kundgibt, dadurch etwas gestört wird, dass die helleren Lagen, welche meistens nicht über 1 Centimeter Breite haben, zuweilen auskeilen oder divergiren, zeigt es sich doch mikroskopisch sehr deutlich, dass diese Erscheinung mit Druckschieferung oder dergleichen nichts gemeinsam hat, sondern wohl kaum anders als durch echte Schichtung und Wechsellagerung zu erklären ist.

An einer anderen Stelle in derselben Gegend, nämlich auf dem Vorsprung Sääksniemi an dem Südende des Sees Kalvolanjärvi, südlich von der Kirche Kalvola, enthalten die dunklen Gesteine dieser Abtheilung zahlreiche kleinere, meistens rundlich begrenzte Partien eines lichtgrauen Gesteins, welches in seinem Mineralbestande vollständig mit den pag. 20 beschriebenen andesitartigen Gesteinen übereinstimmt, sich aber durch seine klastische Structur von diesen unterscheidet und den jetzt behandelten gleichkommt. Obgleich diese helleren Partien, deren Grenzen sowohl für das blosse Auge wie mikroskopisch vollständig scharf sind, zuweilen durch den Gebirgsdruck in mehrere Theile zersprengt sind, gibt es anderseits solche, in welchen die runde Form eine so vollkommene ist, dass sie an Gerölle erinnern und wahrscheinlich auch als solche zu deuten sind.

Es gibt aber auch andere Gesteine sowohl in derselben Gegend wie in dem südlichsten Theil der Porphyritzone, wo man zwar keine deutlichen Einschlüsse dieses lichteren Gesteins beobachtet, das ganze Gestein aber eine eigenthümliche Fleckigkeit besitzt, welche dadurch hervorgebracht ist, dass eine Menge verschiedene, theils hellere, theils dunklere Varietäten der jetzt geschilderten Gesteinsreihe, unter denen die lichteren wieder mit den Andesiten mineralogisch übereinstimmen, mit einander in kleinen Partien abwechseln, welche mit ganz unscharfen Grenzen in einander übergehen.

Endlich gibt es auch in den westlichsten Theilen der Porphyritzone, besonders bei Niittymäki in der Nähe von Raito, Gesteine, in welchen die Hauptmasse, welche ganz mit den feinkörnigen, dunklen Varietäten der jetzt beschriebenen Gesteinsreihe übereinstimmt, zahllose scharfsplitterige, der Grösse nach sehr wechselnde Fragmente eines dichten Gesteins umschliesst. Diese Fragmente stimmen mit den in der Umgegend in grösseren Massen auftretenden, von uns als ursprüngliche Gläser oder Spilite gedeuteten Massen vollständig überein.

Aus allen den im Vorigen angeführten Gründen dürfte es hervorgehen, dass die zuletzt geschilderten Gesteine, welche einerseits in ihrer klastischen Structur, in dem Vorkommen echter Wechsellagerung, in der conglomeratartigen und breccienartigen Ausbildung Merkmale einer sedimentären Entstehung zeigen, anderseits aber aus denselben Gemengtheilen wie die eruptiven Gesteine bestehen, als zu diesen gehörige Tuffe aufgefasst werden müssen.

In der Umgegend der Stadt Tammerfors, wo dieselben Gesteine in der schönsten, oft hundertfach wiederholten Wechsellagerung mit Phylliten und als Cement von Conglomeraten auftreten, in welchen die aus Granit, Gneiss und verschiedenartigen Ergussgesteinen bestehenden Gerölle oft ihre ursprüngliche Form ganz vollständig erhalten haben, kann man ihre sedimentäre Natur zur vollen Evidenz beweisen.

In der letztgenannten Gegend sind diese Gesteine ohne Zweifel Wassersedimente. Auch hier zeigt das Vorkommen von conglomeratartigen Gesteinen, dass bei ihrer Ablagerung an einigen Orten ein wahrscheinlich seichtes Wasser vorhanden war. Doch scheint der Umstand, dass die Parallelstructur hier meistens wenig ausgeprägt und auch nicht vollkommen regelmässig ist, und dass auch Breccien mit ganz scharfeckigen Fragmenten vorkommen, zu beweisen, dass sich die Aschengemengtheile hier meistens auf einem Festlande abgelagert haben, d. h. Luftsedimente sind.

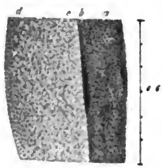
Der Haupttheil von ihnen scheint aus Aschengemengtheilen zu bestehen, welche durch die Zerstäubung der basischeren Eruptivgesteine, vorwiegend der Plagioklasporphyrite gebildet wurden. Doch zeigt das Vorkommen von lichteren, mit den „andesitischen“ Gesteinen in ihrem Mineralbestande übereinstimmenden Tuffen, theils in der Form von scharf begrenzten Einschlüssen, theils in innigstem Verbande mit den basischen Tuffen, dass die saureren Gesteine auch während derselben Periode vulcanischer Thätigkeit, wie die basischeren, gebildet wurden.

Das meistens peripherische Auftreten dieser Tuffe, welches aus den im vorigen gegebenen Angaben über ihre Verbreitung hervorgeht (vergl. die Karte) scheint anzudeuten, dass sie im allgemeinen unter der Hauptmasse der Porphyritdecke liegen.

An einer Stelle kann man auch direct zeigen, dass sich eine Magmamasse über eine vorher existirende Tuffschicht ergossen hat.

Fig. 6 gibt die Abbildung einer Partie eines Felsens, welcher südöstlich von dem See Hirsjärvi in Kalvola (östlich von der schmalsten Stelle des grossen Gebietes) vorkommt. Die Ebene der Zeichnung ist senkrecht, quer gegen die Schieferung.

Fig. 6.



In der Figur ist *a* ein fleckiger an porphyrischen Uraliten reicher Tuff, *b* eine Zone von ganz dicht liegenden Uralitkrystallen. die übrigen Theile dagegen ein Magmagestein. welches in *d* die Beschaffenheit eines ganz normalen Uralitporphyrits besitzt, näher an der Grenze gegen *a* dagegen immer ärmer an Uralitkrystallen und reicher an ganz schmalen Plagioklaskrystallen wird. Diese ordnen sich mit zunehmender Annäherung an die Grenze mehr und mehr dieser parallel. Unmittelbar an der Berührung ist der Parallelismus ein vollkommener.

Zugleich wird das Korn der Grundmasse dichter als gewöhnlich näher an dem Contacte.

Diese Erscheinungen lassen wohl nur eine Deutung zu. Das Magmagestein, welches die Theile *c* und *d* bildet, hat sich über die damals wahrscheinlich horizontal liegende Tuffschicht (*a* und *b*) ergossen und dabei traten die parallel der Grenze gehende Fluidalstructur und die übrigen endogenen Contacterscheinungen auf.

Contactverhältnisse und Alter der besprochenen Gesteine.

Wie aus der Karte ersichtlich ist, grenzt die grosse Porphyritdecke theils an die grauen Granite und die mit ihnen in genetischem Zusammenhang auftretenden dioritische Gesteine, theils an die Schiefer, theils endlich an die röthlichen Granite. Davon sind nur die letzterwähnten Gesteine jünger, die übrigen dagegen älter als die Uralitporphyrite.

Die Berührungsstellen zwischen diesen und den an der Nordseite der Porphyritdecke anstehenden dioritischen Gesteinen sind mehrorts zu beobachten. Die Diorite sind hier von recht wechselnder Beschaffenheit, alle aber sind durch die Combination eines

ziemlich sauren Kalknatronfeldspathes mit Pyroxen oder Hornblende und durch ihre panidiomorph, beziehungsweise hypidiomorph-körnige Structur charakterisirt. Der Pyroxen, welcher theils rhombisch (Bronzit oder Hypersthen), theils monosymmetrisch (Augit und Diallag) ist, und die stets grüne Hornblende scheinen einander gegenseitig zu vertreten. Wahrscheinlich ist die letztere zum grossen Theil aus ersterem entstanden. Zu diesen Gemengtheilen treten in wechselnder Menge Titaneisen und Apatit, Biotit, beziehungsweise Chlorit, Mikroklin oder Orthoklas und recht reichlicher Quarz, welcher unzweifelhaft primärer Entstehung ist, da er überall die Zwischenräume zwischen den Plagioklasen erfüllt. Wenn der Kalifeldspath und der Quarz an Menge zunehmen, entstehen Uebergänge zu den in der Nähe auftretenden grauen Graniten, mit welchen diese Gesteine auch in der Structur grosse Aehnlichkeit besitzen.

Die Contactverhältnisse zwischen diesen Gesteinen und den Uralitporphyriten sind oft sehr verwickelt und schwer zu deuten. Besonders gut kann man sie in einer kleinen Hügelreihe beobachten, welche in der Gegend des Sees Hietajärvi im südlichen Kalvola, nordöstlich von dem breitesten Theile der grossen Zone und nahe innerhalb des Nordrandes südöstlich von dem Bache liegt, welcher aus dem genannten See nach Norden fliesst (vergl. die Karte). Während das Gestein beiderseits dieser Hügel theils aus typischem Uralitporphyrit, theils aus dichten Varietäten desselben Gesteins besteht, werden die Hügel hauptsächlich aus dioritischen Gesteinen aufgebaut, welche zum Theil ganz dieselbe Beschaffenheit zeigen, wie die nördlich davon anstehenden Gesteine. Zum Theil sind sie aber auch recht unähnlich, indem in einigen Partien die Farbe dunkler und der deutlich körnige Charakter nicht vorhanden ist. Sie sind dabei oft wie von dunklen grünlichen Streifen durchzogen, welche zuweilen unter einander parallel gehen, zuweilen einander kreuzen, und die ganz den Charakter von etwas Fremdem besitzen. Da man nun in denselben Felsen an mehreren Stellen auch Partien von theils porphyrischem, theils dichtem Uralitporphyrite sieht, und auch an einer Stelle ein ganz deutlicher, schmaler Gang von demselben Gesteine beobachtet wurde, erhält man in der Natur den Eindruck, dass diese dunklen Flecken und Streifen durch eine Einmengung von Uralitporphyrit in den Diorit entstanden wären, und dass eine Art Uebergang zwischen beiden Gesteinen hierdurch vermittelt werde.

Diese Auffassung wird aber durch die mikroskopische Untersuchung nicht bestätigt. Die dunklen Partien und Streifen bestehen nicht aus einem fremden Gesteine, sondern sind nur stark veränderte Theile des Diorites. Dieser zeigt nämlich überall und besonders deutlich an den Stellen, wo die dunklen Streifen zahlreich sind, die auffallendsten mechanischen Druckwirkungen. Die Plagioklase sind in unzählige Stückchen zerbrochen, oft förmlich zu feinem Pulver zerrieben, die eisenreichen Silicate, unter welchen jetzt Strahlstein und Chlorit vorherrschen, ebenfalls zerrissen oder auch zu langen Flatschen ausgequetscht; die Titaneisenkörner in mehrere Stücke zertheilt und zu schnurartig ausgezogenen Leukoxenstreifen umgewandelt. Wo dagegen, wie in einem von der Grenze des schmalen Ganges entnommenen Handstück, der Diorit und das Porphyritgestein in demselben Dünnschliffe vorliegen, ist die Grenze stets deutlich zu erkennen.

Aehnliche Erscheinungen findet man an mehreren Punkten der Contactstellen wieder, z. B. an der Nordgrenze des kleinen, im Norden von der letztgenannten Stelle liegenden Gebietes.

Wären nun diese starken mechanischen Veränderungen in den Dioriten erst nach der Bildung der Porphyritdecke durch Verwerfungen oder anderweitige Verschiebungen hervorgebracht, in welchem Falle man möglicher Weise nur mit sogenannten mechanischen Contacten zu thun hätte, so müsste die Zertrümmerung auch die viel spröderen und weniger widerstandsfähigen Uralitporphyrite getroffen haben. Diese sind aber im Vergleiche mit den Dioriten an diesen Stellen relativ schwach mechanisch verändert. Auch der schmale Gang von Uralitporphyrit in dem Diorite bei Hietajärvi zeigt keine Verwerfungen oder andere deutliche Spuren von den in dem Diorite so auffallenden Zertrümmerungen. Die mechanischen Veränderungen in den Dioriten nahe an dem Contacte scheinen daher vor dem Hervordringen des jüngeren Gesteins stattgefunden zu haben. Man könnte sich vielleicht denken, dass sie gerade durch die ohne Zweifel häufigen und starken Dislocationen, welche im Zusammenhange mit dem Eröffnen der vulcanischen Thätigkeit vor sich gehen musste, verursacht wären.

Es gibt aber auch Contactstellen, wo die Verhältnisse weniger verwickelt sind, so dass man keinen Zweifel darüber hegen kann, dass man die wirklichen Berührungsflächen zwischen dem älteren

Gesteine und dem jüngeren Magma beobachtet. Ein solcher Punkt findet sich an der Nordgrenze der grossen Porphyritzone südwestlich von der Kirche Kalvola, an der Stelle, wo die Porphyrite mit den grauen Graniten in Berührung treten. Der Granit ist hier nur ganz nahe an dem Contacte dunkler geworden und in der genannten Weise verändert, ein paar Meter davon aber schon ganz typisch ausgebildet. Der Uralitporphyrit hat eine dichte Structur am Contacte, welcher ein ganz scharfer ist. Ein ähnlicher Contact kommt auch an der Nordostgrenze des obengenannten kleineren Gebietes vor.

Die wirklichen Contactstellen der Porphyrite gegen die echten Schiefer sind mit Ausnahme des pag. 14 erwähnten Ganges in dem Schiefer südlich von Wuorentaka nirgendswo beobachtet worden. Doch sieht man beide Gesteine oft nahe aneinander in so typischer Gestalt auftreten, dass kein Zweifel darüber sein kann, dass keine Uebergänge zwischen ihnen stattfinden, sondern dass sie räumlich und wahrscheinlich auch zeitlich scharf getrennt sind. Bei einem Vergleiche zwischen den thatsächlich im Zusammenhange mit den Porphyritgesteinen auftretenden Sedimentgesteinen und den das Uralitporphyritgebiet umgebenden Schiefern ist, wie schon erwähnt wurde, der Unterschied beider augenfällig, indem diese viel gröber krystallin entwickelt sind und viel stärkere Einwirkungen von mechanischen Processen zeigen, als jene, was auch für ein höheres Alter spricht. Da aber auch die im genetischen Zusammenhang auftretenden granitischen und dioritischen Gesteine, welche, wie wir eben gezeigt haben, unzweifelhaft älter als die Uralitporphyrite sind, die diese umgebenden Schiefer überall in Gangform durchsetzen, und somit jünger sind, ist der zeitliche Hiatus zwischen den Schiefern und den Uralitporphyriten hiermit erwiesen. Wie aus der Karte ersichtlich ist, geht auch die scheinbare concordante Lagerung zwischen der grossen Uralitporphyritdecke und dem südöstlich von dieser liegenden schmalen Schiefergebiet in den östlichen Theilen der Gegend in eine deutliche Discordanz über, und auch an der Nordgrenze des Uralitporphyritgebietes scheinen die verschiedenen Streichungsrichtungen der Schiefer und der zu jenem gehörigen Tuffgesteine, eine discordante Ueberlagerung anzudeuten. Ueberhaupt sind, wenn man einmal die Uralitporphyritzone als eine Decke auffasst, ihre Lagerungsverhältnisse gegen die umgebenden älteren Gesteine (siehe die Karte) unter keiner anderen

Annahme erklärlich, als dass zur Zeit, da die Ergussgesteine hervordrangen, die Schiefergesteine schon gefaltet und so tief erodirt waren, dass die darunterliegenden granitischen Massen stellenweise zu Tage traten. Der Umstand, dass die Uralitporphyritdecke an so vielen Stellen an die Schiefer grenzt und sich diesen scheinbar concordant anschmiegt, scheint aber anderseits auch anzudeuten, dass die älteren Schiefer zur Zeit der Eruption, bei wahrscheinlich zum Theil recht flacher Lage noch einen erheblichen Theil der Erdoberfläche einnahmen.

Den sehr augenfälligen Umstand, dass in dem westlichen Theile das Uralitporphyritgebiet fast überall von den basischeren Gesteinen des Granitmagmas umgeben wird[1]), könnte man dann hypothetisch vielleicht derart erklären, dass in dem Granitmagma, welches überhaupt hier sehr schlierig war (vergl. pag. 4), sich eine basische Grenzzone gegen die darüberliegenden Schiefer gebildet hatte. Wenn dann diese forterodirt wurde, trat jene Zone zuerst zu Tage und musste an vielen Orten die Unterlage für die Eruptivdecke bilden.

Die Beziehungen zwischen den Uralitporphyriten und dem mit ihnen in Berührung tretenden jüngeren Granit kann man zum Beispiel in der Gegend südwestlich von der Kirche Kalvola beobachten. Der Granit sendet nämlich hier meterbreite Gänge, in welchen das Gestein mit der Hauptmasse beinahe vollständig übereinstimmt, in den Uralitporphyrit hinein. An anderen Stellen kann man den Granit in einer Entfernung von einigen Metern von dem Uralitporphyrit beobachten, obgleich die Contactstelle verhüllt ist. Auch in dem allerwestlichsten Theile der Porphyritzone findet man in dem Uralitporphyrit Gänge eines röthlichen Granits, welcher jedoch von der Hauptmasse der hier verbreiteten Granitvarietät verschieden ist.

An keiner von diesen Stellen zeigt der Uralitporphyrit eine veränderte Beschaffenheit an der Grenze gegen den Granit. Die Umwandlung der Uralitporphyrite kann somit auf keinerlei Weise mit einer Contacteinwirkung des jün-

[1]) Diese Umrandung ist vielleicht noch vollständiger als die Karte angibt; denn an der Südwestgrenze konnten wegen der starken Diluvialbedeckung die Gesteine des Liegenden nicht in der Nähe der Grenze beobachtet werden.

geren Granits in Beziehung gebracht werden, sondern hat wahrscheinlich schon vor dem Hervordringen dieses stattgefunden.

Da aus der vorigen Darstellung hervorgehen dürfte, dass die Uralitporphyrite und die in Zusammenhang mit ihnen auftretenden Tuffe und übrigen Sedimente einer jüngeren Zeit, als alle anderen Gesteine der Gegend zugehören, wenn wir von den jüngsten Graniten absehen, so kann man sich die Frage stellen, ob sie überhaupt von archäischem Alter sind. Da man in neueren Zeiten viele Beispiele dafür gesehen hat, dass Gesteine, deren archäisches Alter früher als ganz sicher galt, später sich als tief eingefaltete und stark veränderte Glieder der paläozoischen Systeme erwiesen haben, muss diese Frage als völlig berechtigt angesehen werden. Ich werde deshalb hier einige der Gründe anführen, welche für das präcambrische Alter dieser Gesteinsreihe sprechen.

Gesteine, welche mit den hier beschriebenen sowohl petrologisch wie in ihren Beziehungen zu den umgebenden Gesteinen völlig übereinstimmen, sind im westlichen und südlichen Finnland sehr verbreitet.[1]) Echte Uralitporphyrite kommen nach der Schilderung Moberg's[2]) auf den Pellingeinseln vor, welche an dem Nordufer des finnischen Meerbusens, ausserhalb der Stadt Borgå, im Bezirk Nyland, liegen. Weiter habe ich sie theils in der Gegend der Stadt Tammerfors, theils endlich im Kirchspiele Ylivieska bei Kalajoki, im Bezirk Uleåborg, 450 Kilometer von dem zuerst erwähnten Orte, beobachtet. Die zugehörigen Sedimentgesteine, besonders Conglomerate,

---

[1]) Dagegen scheinen Gesteine, welche mit den finnländischen Uralitporphyriten verwechselt werden könnten, nicht in Schweden vorzukommen. Nach den gefälligen Mittheilungen Törnebohm's treten wohl Porphyritgesteine, welche in mehreren Beziehungen mit unseren Gesteinen Verwandtschaft zeigen, an verschiedenen Orten in Schweden, besonders in der Gegend südwestlich vom Wenernsee, auf. Sie können doch leicht von den echten Uralitporphyriten unterschieden werden. Dasselbe gilt von dem viel besprochenen sogenannten Uralitporphyr von Vaksala in Schweden, welchen Svedmark als einen echten Hornblendeporphyrit betrachtet. (E. Svedmark, Om Uralitporfyrn och Hälleflintan vid Vaksala. Geol. Fören. i Stockh. Förh. Bd. X, 1888, pag. 25—43).

Ich möchte deswegen hier auf die Verwendbarkeit der Uralitporphyrite als glaciale Leitgesteine aufmerksam machen. Sie eignen sich besonders, um die westliche Grenze des Verbreitungsgebietes der finnländischen Blöcke festzustellen.

[2]) K. Ad. Moberg, Beskrifning till kartbladet Nr. 4. Helsingfors 1880.

welche mit den porphyritischen Tuffen wechsellagern, sind auch sowohl bei Tammerfors wie besonders im Bezirke Uleåborg sehr verbreitet.

Ueberall wo diese Gesteine vorkommen, sind sie durch die fast senkrechte Lage ihrer Schieferungsflächen charakterisirt. Wären sie somit von cambrischem oder jüngerem Alter, so müssten in paläozoischer Zeit innerhalb der Gegend, in welcher diese Gesteine verbreitet sind, das heisst im ganzen südlichen Finnland, starke Gebirgsfaltungen stattgefunden haben. Aus Allem, was über die Geologie dieser Gegenden bekannt ist, scheint aber mit grosser Sicherheit hervorzugehen, dass in der Gegend östlich von dem Kjölengebirge bis tief nach Russland hinein die Gebirgsfaltungen schon am Ende der archäischen Zeit aufgehört hatten.

Wo wir hier cambrische oder silurische Strata finden, liegen sie immer völlig horizontal. In Finnland sind wohl keine anderen paläozoischen Ablagerungen vorhanden, als der rothe Sandstein in der Umgegend von Björneborg, dem man ein cambrisches Alter zugeschrieben hat. Wie ich jüngst in dieser Zeitschrift [1]) angezeigt habe, sind aber auch die über ganz Südfinnland verbreiteten Rapakiwigesteine, welche wahrscheinlich von vor- oder frühcambrischem, jedenfalls aber nicht von postsilurischem Alter sind, von allen Einwirkungen der Gebirgsfaltungen völlig unberührt geblieben.

Von den Pellingeinseln ist es auch nur eine Entfernung von 50—70 Kilometer zu der esthländischen Glintküste, mit ihren horizontal liegenden cambrischen und silurischen Straten. Es ist wohl völlig undenkbar, dass die starken Faltungen, welche die Strata der Gesteine nördlich des finnischen Meerbusens steil aufgerichtet haben, in derselben Zeit wie die Ablagerung dieser Schichten oder später stattgefunden haben konnten. Denn jene Faltungen waren gewiss keine localen Erscheinungen. Sie müssen nicht nur in dem Gebiete, wo die Uralitporphyrite und die mit ihnen nahe verbundenen Gesteine vorkommen, das heisst über das ganze südliche Finnland, stattgefunden haben. Auch jenseits des bothnischen Meerbusens setzen sich die ihnen zugehörigen, vorwiegend ostwestlichen Streichungsrichtungen im westlichen Schweden fort. Hier kann man diese oft bis an die Grenzen der discordant überlagernden paläozoischen Gesteine, wo sie quer abbrechen, verfolgen.

[1]) Band XII, Heft 1.

Während somit das präcambrische Alter dieser Gesteine als völlig sicher erscheint, gibt es sogar Gründe, welche dafür sprechen, dass ihr Alter nach oben sich noch näher abgrenzen lassen wird.

Im östlichen Finnland kommt nämlich nach Wiik[1]) eine recht ausgedehnte Formation von Quarziten, Talk-, Chlorit- und Thonschiefer vor, welche Gesteine nach Inostranzeff[2]) auch in den angrenzenden Theilen von Russisch-Karelien vertreten sind. Für diese Gesteine, welche von Inostranzeff mit den huronischen, von Wiik mit den sogenannten taconischen[3]) Schichten in Nordamerika parallelisirt worden sind, ist die relativ flache Lage der Schichten und, wie es scheint, auch der Umstand, dass granitische Gänge in ihnen weit spärlicher als in den älteren Schiefern vorkommen, charakteristisch. Nach Inostranzeff zeigen diese Gesteine häufige Discordanzen gegen die steil aufgerichteten älteren Gesteine. Das Vorkommen von ähnlichen Quarziten im nördlichen und, in spärlichen Ueberresten, auch im südlichen Finnland scheint anzudeuten, dass diese Formation früher eine weit grössere Verbreitung gehabt hat. Wenn die Selbständigkeit dieses Systems sich als richtig bewährt, wäre das somit ein Beweis dafür, dass dem Stillstand in den Faltungsbewegungen, welcher mit der cambrischen Zeit hier eintrat, eine Periode vorangegangen ist, während welcher die Faltungen schon viel schwächer waren. Gesteine, welche wie die jetzt besprochenen, überall senkrecht stehende Schichten besitzen, wären somit nicht nur sicher von präcambrischem Alter, sondern wahrscheinlich durch ein mächtiges zwischenlagerndes System von den untersten paläozoischen Schichten getrennt.

---

[1]) F. J. Wiik, Öfversigt af Finlands geologiska förhållanden. Ak. afh. Helsingfors 1876, pag. 62 ff.

[2]) N. Inostranzeff, Studien über metamorphosirte Gesteine im Gouvernement Olonez. Akad. Dissert. Leipzig 1879.

[3]) Nach den Darstellungen von Dana (Americ. Journ. XXIX, pag. 205—443, XXXIII, pag. 270—276 und 393—412) und Walcott (Ibid. XXXIII, pag. 135, XXXV, pag. 229—327 und 394—401) kann man es jetzt als bewiesen ansehen, dass alle die Gesteine, welche Emmons in sein taconisches System zusammengeführt hatte, verschiedenen Abtheilungen der cambrischen und silurischen Systeme angehören. Der Name taconisch kann somit nicht länger für präcambrische Schichten angewandt werden.

Das Wesen und die Ursache der Metamorphose.

Nach der Schilderung der Gesteine selbst und ihres Auftretens in der Natur müssen wir nochmals auf die Umwandlungsvorgänge, denen wir hier begegnet sind, zurückkommen, um zu versuchen, ob wir uns über die Art und Weise, in welcher sie vor sich gegangen sind, eine Vorstellung bilden können. Besonders gilt es hierbei wenn möglich zu entscheiden, ob in diesen archäischen Gesteinen dieselben Agentien, wie bei der Umwandlung jüngerer Gesteine thätig gewesen sind, oder ob es in beiden Fällen einen principiellen Unterschied zwischen den Umwandlungsvorgängen gibt.

Wenn wir von den reinen Verwitterungsvorgängen und den nur in einigen Gesteinen vorhandenen und auch mehr fraglichen Fällen von Mineralneubildung in einer amorphen Glasbasis absehen, so ergibt sich, dass der ganze Umwandlungsprocess bei normalem Verlaufe desselben, d. h. wenn nicht gleichzeitig sehr starke mechanische Veränderungen hinzukommen, sich hauptsächlich als das Gesammtresultat einer Reihe von Einzelvorgängen auffassen lässt, bei welchen jedes Mineral sich pseudomorphosenartig in neue Substanzen verwandelt.

Unter diesen Mineralumwandlungen spielt die Uralitisirung des Augits bei Weitem die Hauptrolle. Dieser Vorgang scheint mir trotz der nahen Verwandtschaft beider Mineralien keineswegs als eine einfache moleculare Umlagerung aufgefasst werden zu können. Denn, wenn man in Betracht zieht, dass der primäre Augit in seinen physikalischen Eigenschaften vollständig mit dem in jüngeren Diabasporphyriten vorkommenden hellröthlichen Augit übereinstimmt, die durch dessen Umwandlung entstandene grüne Hornblende dagegen eine strahlsteinartige Beschaffenheit besitzt, scheint es sehr unwahrscheinlich, dass die chemische Zusammensetzung dieselbe geblieben wäre. Leider besitze ich keine vergleichenden Analysen des hiesigen Uralits und des unveränderten Augits. Der Uralit in dem Gestein vom Baltymsee im Ural, welches ganz dieselbe Beschaffenheit wie das hier geschilderte Gestein besitzt, und in welchem die Uralitkrystalle auch Reste von einem ganz ähnlichen Augit enthalten, ist dagegen von Rammelsberg[1] analysirt worden. Er

[1]) C. F. Rammelsberg, Lehrb. d. Mineralch. 2 Aufl. Leipzig 1875, pag. 421.

besitzt nach dieser Analyse eine Zusammensetzung, welche man wohl bei keinem gesteinsbildenden Augit wieder findet, da er viel reicher an Eisenoxyd, ärmer an Kalk als die Mehrzahl von diesen ist.[1]) Rosenbusch hat auch schon früher darauf hingewiesen, dass sowohl die chemische Constitution beider Mineralien wie das häufige Vorkommen von Calcit und Epidot in den Pseudomorphosen von Hornblende nach Augit dafür sprechen, dass bei der Veränderung ein Theil des Kalkes aus der Verbindung austritt, und dass dieser Vorgang „nicht im strengsten Sinne des Wortes den Charakter einer echten Paramorphose besitzt.“ [2])

Aus diesen Gründen scheint es sehr wahrscheinlich, dass die Uralitisirung des Augits auch hier mit einer Zunahme an Eisenoxyd und Wegführung von Kalk verbunden war.

Bei der Umwandlung des Titaneisens in Titanit muss dagegen umgekehrt eine Zufuhr von Kalk, eine Wegführung von Eisenoxyd angenommen werden.

Beide Vorgänge würden sich somit gewissermassen unterstützen und treten thatsächlich in der Natur gern in Verbindung auf.

Die Umwandlung von Olivin in Biotit (natürlich immer unter dem Vorbehalt, dass unsere Deutung dieser Pseudomorphosen richtig ist) kann man ebenso nur durch die Annahme einer Zufuhr von neuen Substanzen, hauptsächlich von Kali und Sesquioxyden, erklären. In den Fällen, in welchen diese Pseudomorphosen aus einem Gemenge verschiedener Mineralien bestehen, deuten die paragenetischen Verhältnisse der Gemengtheile und besonders die Andeutung einer ehemaligen Maschenstructur darauf hin, dass die Olivinkrystalle schon vor dem Beginne der eigentlichen Regionalmetamorphose theilweise zersetzt, d. h. in Serpentin, Eisenerze, Quarz,

---

[1]) Vergl. z. B. A Osann, Beitrag zur Kenntnis der Labradorporphyrite der Vogesen. Abhandl. geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen. Bd. III, Heft 2, pag. 109. und K. A. Lossen, Vergleichende Studien über die Gesteine des Spiemonts und des Rosenberges etc. Jahrb. d. königl. preuss. geol. Landesanstalt. 1889, pag. 265.

[2]) H. Rosenbusch, Mikrosk. Phys. der petrogr. wicht. Miner. 2. Aufl., pag. 472.

Ueberhaupt scheint es mir, dass man der Anschauung einer paramorphischen oder metasomatischen Umwandlung ein viel zu grosses Gewicht beigelegt hat, da es bis jetzt noch in keinem Falle durch vergleichende Analysen bewiesen worden ist, dass ein gesteinbildendes Silicat sich ohne Veränderung der Substanz in ein neues Mineral verwandelt hat.

Carbonate etc. umgewandelt waren, wodurch die Mannigfaltigkeit der Verdrängungsmaterialien in den Pseudomorphosen leicht erklärlich wird.

Auch die Verdrängung des Plagioklases durch Epidot und Zoisit ist nur durch die Annahme einer Anreicherung an Kalk (auch Eisenoxyd) und Wegführung von Alkalien erklärlich. Dieser Vorgang ist nur in einem Theile der Gesteine nachzuweisen und ist somit nicht nothwendigerweise mit den übrigen Umwandlungsvorgängen verbunden. Da jedoch der Kaligehalt des secundären Biotits wohl nur durch einen Zerfall des Plagioklases geliefert werden konnte, muss die Umwandlung dieses Minerals allerdings zum Theil in derselben Zeit, wie die übrigen Mineralumsetzungen, geschehen sein. Auch das Auftreten des Epidots als Ausfüllungsmasse von Mandelräumen, welche Epidotmandeln später durch den Gebirgsdruck zerspalten worden sind, deutet darauf hin, dass der Epidot in vielen Fällen eine relativ frühe Bildung war. In anderen Fällen tritt er dagegen in Vergesellschaftung mit Mineralien, wie Quarz und Kalkspath, auf, welche meistens auf secundären Spalten auftreten und zum Theil vielleicht Producte rein wässeriger Umsetzungen von jüngerem Datum sind.

Es kommt mir sehr wahrscheinlich vor, dass die bei der Epidotisirung frei werdenden Alkalimengen zu der Bildung der wasserhellen secundären Feldspathe, deren optisches Verhalten auf Albit deutet, Veranlassung gegeben haben, und dass dieser somit gewissermassen ein Nebenproduct dieses Umwandlungsvorganges ist.

Ebenso dürfte wohl die Bildung des Magnetits nur als eine Nebenwirkung der übrigen Umwandlungsprocesse aufzufassen sein.

Bei allen diesen Umwandlungsprocessen hat somit eine Zufuhr oder Wegführung von Substanz stattgefunden. Anderseits zeigt aber die pag. 12 bemerkte grosse Aehnlichkeit in der chemischen Beschaffenheit zwischen dem epidotfreien, aber übrigens vollständig umgewandelten Uralitporphyrit und dem entsprechenden primären Typus, dass der Hauptheil der Umwandlungen sich ohne erhebliche Aenderung in der chemischen Zusammensetzung des Gesammtgesteines vollzogen hat.[1])

[1]) Dass dasselbe nicht für das epidotreiche Gestein gelten kann, ist ohne Weiteres ersichtlich, da gewöhnlich nur sehr wenig neugebildeter Alkalifeldspath und

Die Umwandlung der verschiedenen Mineralgemengtheile kann somit wesentlich als ein gegenseitiger Austausch von Substanzen aufgefasst werden.

Durch welche Ursache ist dieser Austausch hervorgerufen und wie hat er sich vollzogen?

Wenden wir uns zuerst zu den früher für ähnliche Fälle aufgestellten Erklärungen, so ist schon aus der pag. 30 gemachten Auseinandersetzung ersichtlich, dass die Möglichkeit der Annahme einer Contacteinwirkung, sowie sie thatsächlich nach der Schilderung Brögger's [1]) bei den südnorwegischen Augitporphyriten zum Theil recht ähnliche Veränderungen hervorbringen kann, hier ausgeschlossen ist.

Die Annahme einer rein wässerigen Umwandlung ist jedenfalls auch in Betracht zu ziehen. In der That hat Inostranzeff (l. c.) auf diese Weise die nachträglichen Veränderungen in den weit jüngeren Melaphyren des Olonezgebietes zu erklären versucht. Allein der Charakter der Neubildungen ist in den von Inostranzeff beschriebenen Gesteinen ein ganz anderer als hier, indem die Epidot- und Chloritbildung da wesentlich mehr als in unseren Gesteinen in den Vordergrund tritt.

Dagegen sind Umwandlungsvorgänge, bei welchen, wie in den hier geschilderten Gesteinen, die Uralitbildung die Hauptrolle spielt, schon von einer Menge Localitäten, besonders durch die Schilderungen von Lossen [2]), Lehmann [3]), Irving [4]), Williams [5]), Teall [6]), Schenck [7]) und Milch [8]) bekannt geworden.

übrigens kein anderes Mineral vorhanden ist, in welchem die bei der Epidotisirung des Plagioklases frei werdenden Natronmengen gebunden werden könnten.

[1]) W. C. Brögger, Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien. Nyt Magaz. f. Naturw. Kristiania 1878, Bd. XXVIII, pag. 253—418 und 352—368.

[2]) C. Lossen, Geognostische Beschreibung des linksrheinischen Taunus etc. Zeitschrift d. deutschen geologischen Gesellschaft. 1867, Bd. XIX, pag. 509—700. — K. A. Lossen, Metamorphische Schichten aus der paläozoischen Schichtenfolge des Unterharzes. Ibid. 1869, Bd. XXI, pag. 281—340. — Derselbe, Kritische Bemerkungen zur neueren Taunusliteratur. Ibid. 1877, Bd. XXIX, pag. 341—363. — Derselbe, Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen, erläutert an mikroskopischen Bildern. Jahrb. d. königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1883, pag. 618—638 und für 1884, pag. 525—545. — Derselbe, Ueber das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten paläozoischen Gebirgskernen etc. Ibid. 1884,

Aus den Darstellungen aller dieser Verfasser geht deutlich hervor, dass die mineralogischen und structurellen Veränderungen der Gesteine in ursächlichem Verband mit den Gebirgsfaltungen stehen, welche sie im festen Zustande mitgemacht haben. Da wir nun in den zahlreichen mechanischen Veränderungen und in der senkrechten Lage der Tuffschichten deutliche Beweise dafür finden, dass auch unsere Gesteine an sehr starken Gebirgsfaltungen theilgenommen haben, besitzt die Annahme, dass auch hier die gebirgsbildenden Kräfte die Veranlassung zu den Umwandlungen gegeben haben, sehr viel Wahrscheinlichkeit.

Bezüglich der Frage, in welcher Weise die Faltungsprocesse die mineralogischen Umwandlungen hervorrufen, gehen bekanntlich noch die Ansichten weit auseinander. Besonders was die jetzt besprochenen Gesteine angeht, scheint es mir wahrscheinlich, dass bei ihnen das, soweit unsere Erfahrungen reichen, überall vorhandene Sickerwasser oder, vielleicht besser gesagt, die Bergfeuchtigkeit mitgewirkt hat. Dafür scheint mir unter Anderen der Umstand ein Beweis zu sein, dass die Umwandlung, welche, wie wir gezeigt haben, immer mit einem Austausch von Substanz verbunden war, sich auch in das Innere von den in ihrer

pag. 56. — Vergl. ferner die Berichte über Kartenaufnahmen, ebendaselbst, und Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde zu Berlin für 1878, pag. 93—95, für 1880, pag. 1—9, für 1883, pag. 154—163.

[3]) F. Lehmann, Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine etc. Bonn 1854, pag. 190 ff.

[4]) R. D. Irving, The copperbearing Rocks of Lake Superior. Washington 1883, pag. 464, Monographs of the S. Geol. Survey. — Derselbe, On the Paramorphic Origin of the Hornblende of the crystalline Rocks of the North-Western States. Amer. Journ. 1883, Vol. XXVI, pag. 27. — Supplement zur vorigen Abhandl. Ibid. 1884, Vol. XXVII, pag. 130.

[5]) G. H. Williams, On the Paramorphosis of Pyroxene to Hornblende in Rocks. Ibid. 1884, Vol. XXVIII, pag. 259. — Derselbe, The Gabbros and associated Hornblende Rocks occuring in the neighbourhood of Baltimore. Bull. of the U. S. Geol. Survey.

[6]) J. J. Harris Teall, British Petrography. Birmingham 1886, pag. 197 ff. und 234 ff.

[7]) A. Schenck, Die Diabase des oberen Ruhrthals. Naturh. Ver. Rheinl. und Westphalen. 1884.

[8]) L. Milch, Der Diabasschiefer des Taunus. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1889, Bd. XLI, pag. 394.

Form ganz unversehrten Krystallen erstreckt hat. Auch deuten vielerlei Umstände, wie das Vorkommen von Hornblende auf Spalten in dem Gestein, als Auswüchse auf den Uralitkrystallen und in den Plagioklasen und überhaupt die ganze Art des Auftretens der Mineralneubildungen darauf hin, dass eine sehr lebhafte Wanderung der Substanz nicht nur zwischen den benachbarten Mineralien, sondern im ganzen Gesteinskörper stattgefunden hat. Weiter gehören auch viele der Mineralien, welche sich hier im Zusammenhang mit der eigentlichen Regionalmetamorphose gebildet haben, zu solchen Species, welche ausschliesslich oder vorwiegend bei wässerigen Umwandlungen entstehen. Auch der relativ grosse Wassergehalt des Gesteins deutet auf eine Theilnahme des Wassers bei den Veränderungen.[1] Endlich scheint mir auch der Umstand, dass bei so vielen der umgewandelten Mineralien die Form so vollständig erhalten blieb, besser mit der Annahme einer wässerigen Umwandlung als derjenigen einer „Reaction im festen Zustande", wie sie zuweilen angenommen wird, vereinbar zu sein. Denn in jenem Falle muss sich ja jedes Mineral ganz langsam, Molekül für Molekül, in neue Substanzen umsetzen und wird somit, wenn nicht gleichzeitig mechanische Veränderungen hinzukommen oder einzelne der Umwandlungsvorgänge auf Kosten der anderen die Herrschaft gewinnen, jede ursprüngliche Verschiedenheit durch eine Verschiedenheit in dem secundären Bestande wiedergegeben.[2] Wäre dagegen die Umwandlung durch den Druck allein für sich im starren Zustande hervorgebracht, so müsste man erwarten, auch stets die chemischen Veränderungen mit sehr starken mechanischen Umwandlungen vergesellschaftet zu sehen, was aber bei Weitem nicht immer der Fall ist.

Die Wirkung des Druckes hätte sich somit auf den befördernden Einfluss beschränkt, welchen er theils durch die Zerdrückung

[1]) Rammelsberg hat auch (l. c.) die Aufmerksamkeit darauf gelenkt, dass der grosse Wassergehalt in dem Uralit von Baltymsee für eine wässerige Umwandlung desselben spricht.

[2]) Die Langsamkeit der Umwandlung dürfte eben von entscheidender Bedeutung sein. Ganz anders liegt die Sache, wenn die Auflösung so rasch vor sich geht, dass gleichzeitig ein grosser Theil des Gesteines sich in Lösung befindet. Dieses dürfte bei der Contactmetamorphose nicht selten stattfinden. In diesem Falle ist die Möglichkeit für eine wirkliche Mischung der verschiedenen Substanzen gegeben, und wird deshalb auch die ursprüngliche Structur mehr oder weniger vollständig zerstört.

des Gesteins, durch welche die Angriffsfläche oft bis in's Unendliche vergrössert wird, theils vielleicht auch durch eine directe Erhöhung der chemischen Energie auf die lösende Kraft des Wassers ausgeübt hat.

Wie schon hervorgehoben, stimmen die hier geschilderten Umwandlungsvorgänge mit solchen, welche vorher aus stark dislocirten Gebieten bekannt geworden sind, der Hauptsache nach sehr gut überein. Jedoch gibt es ein paar recht auffallende Umstände, durch welche sich unsere Gesteine von mehreren der früher beschriebenen unterscheiden. Für einige von diesen, z. B. die Gesteine aus dem Harz und dem Taunus, ist besonders der Umstand charakteristisch, dass die Umwandlungen zonenweise vor sich gehen, indem sowohl die Stärke der mechanischen, sowie der chemischen Umwandlungen sich vorzugsweise auf gewisse Zonen concentrirt. Die neugebildeten Mineralien zeigen sowohl in diesen, wie noch auffallender in den alpinen, auf ähnliche Weise umgebildeten Gesteinen, in ihrem Charakter eine grosse Verwandtschaft zu denjenigen, welche auch durch gewöhnliche Verwitterungsvorgänge entstehen können. Mineralien wie Chlorit, Sericit, Epidot, Quarz und Kalkspath kommen unter ihnen besonders häufig vor und sie sind vorwiegend unregelmässig schuppig oder nadelförmig gestaltet.

Dagegen sind die von uns geschilderten Gesteine durch die grosse Gleichförmigkeit sowohl der mechanischen wie der chemischen Umwandlungen charakterisirt, und die entstandenen Neubildungen sind öfters recht compact krystallin ausgebildet.

Die erwähnte gleichförmige Art der Umwandlung mit vorwiegend relativ gut krystallinen Neubildungen kommt vorzugsweise bei den archäischen Gesteinen vor, deren Schichten überall eine fast senkrechte Lage besitzen, und welche somit einmal in relativ tieferen Regionen der Erdoberfläche der Einwirkung eines gleichmässigen und langdauernden Seitendrucks ausgesetzt waren. Dagegen gehören die ungleichmässig und unter Ausscheidung von „Verwitterungsmineralien“ umgewandelten Gesteine meistens den höheren Niveaus der jüngeren Kettengebirge an. Hier setzen sich die tangentialen Bewegungen in mehr unregelmässige Stauungen, Verschiebungen um, und die Einwirkung der Atmosphärilien greift in die dislo-

cationsmetamorphen Vorgänge hinein. Es scheint mir selbstverständlich, dass der ganze Charakter der Umwandlung durch diese Umstände stark beeinflusst werden musste.

Mit dieser Betrachtung, welche ich als eine rein hypothetische gern von dem sachlichen Inhalt der Arbeit getrennt halten möchte, will ich nur hervorheben, dass der erwähnte Unterschied nicht nothwendiger Weise ein Hindernis ist, die Umwandlung auch der archäischen Gesteine durch die Einwirkung einer Dislocationsmetamorphose zu erklären.

Schlussfolgerungen.

Nach dem Schluss der Darstellung wollen wir noch kurz ihre Resultate zusammenfassen. Aus der petrologischen Schilderung ging es hervor, dass trotz der starken Veränderung der geschilderten Gesteine ihre ursprüngliche Beschaffenheit sich im allgemeinen gut, zuweilen bis in zarte Einzelheiten reconstruiren liess. Auf Schritt und Tritt sind wir bei dieser Schilderung einer Gesteinsreihe begegnet, welche mit derjenigen jüngerer Ergussgesteine vollständig übereinstimmt.[1]) In dem Vorkommen von Blasenräumen, ursprünglich glasführenden Gesteinen, Tuffen und vulcanischen Auswürflingen fanden wir Beweise dafür, dass bei der Bildung der grossen Eruptivdecke eine echt vulcanische Thätigkeit stattgefunden.

Hiebei kamen im Anfang zum Theil relativ saure Magmen zum Ausbruch und erstarrten in der Form feldspathreicher Andesite. Gleichzeitig wurden aber auch basische Magmen geliefert, aus denen Melaphyre und Plagioklasporphyrite entstanden. Zu der Zeit, da aus grösseren Spalten die Magmamengen sich ergossen, welche die Hauptmasse der grossen Melaphyrdecke bildeten, war schon dieses basische Magma allein vorhanden.

Die Ursache der Metamorphose haben wir in den starken Gebirgsfaltungen gesucht, welche schon während der präcambrischen

[1]) Da hierdurch noch ein weiterer Beweis für die Unzulänglichkeit der Eintheilung der Eruptivgesteine nach ihrem Alter zu den vielen früheren hinzugebracht wird, kann es natürlich nicht in Frage kommen, die Systematik mit einer neuen Gruppe von archäischen Ergussgesteinen mit neugebildeten Gesteinsnamen zu beladen, sondern wir ziehen es vor, die Gesteine einfach auf den am besten entsprechenden von den bis jetzt beschriebenen primären Typen zurückzuführen und darnach zu benennen.

Zeit hier stattgefunden haben müssen. Durch diese wurde die grosse Eruptivdecke in die tieferen Regionen der Erdrinde eingefaltet und wahrscheinlich unter Mitwirkung von Lösungen umgewandelt. Erst bei einer späteren, tief eingreifenden Erosion ist sie wieder in der zerstückelten Form, in welcher sie jetzt vorliegt, blossgelegt worden.

Zugleich haben wir versucht zu zeigen, dass die besprochenen Gesteine, für deren archäisches Alter ganz überzeugende Gründe vorliegen, nicht während derselben geologischen Zeit, wie die Mehrzahl der umgebenden Gesteine, gebildet worden sind, sondern einem besonderen System zugehören.

Heidelberg, im April 1891.

Erklärung der Tafel I.

Fig. 1. Typischer Uralitporphyrit aus der Gegend von Pikonkorpi in Kalvola. Links ein Uralitkrystall, rechts eine Olivinpseudomorphose. Vergrösserung 14 : 1.

Fig. 2. Uralit mit Fransen. Gegend von Torpjärvi in Kalvola. Vergrösserung 14 : 1.

Fig. 3. Plagioklasporphyrit aus der Gegend von Raito in Urjola. In der Mitte ein theilweise uralitisirter Augit. Vergrösserung 28 : 1.

Fig. 4. Druckschiefriger Uralitporphyrit. Oestlich von Luolais in Hattula. Vergrösserung 28 : 1.

Fig. 5. Noch stärker gequetsche Partie aus demselben Felsen. Vergrösserung 14 : 1.

Fig. 6. Aeusserst stark zerriebener Uralitporphyrit von Vuoplutaka in Hattula. Vergrösserung 28 : 1.

Erklärung der Tafel II.

Fig. 1. Feinkörniges Melaphyrgestein aus der Gegend von Raito in Tammela. Vergrösserung 48 : 1.

Fig. 2. Plagioklasporphyrit aus der Breccie von Kokonjärvi. Vergrösserung 28 : 1.

Fig. 3. Fragment von hyalopilitischen Plagioklasporphyrit mit fetziger Formbegrenzung aus demselben Gestein. Vergrösserung 14 : 1.

Fig. 4. Fragmente von Plagioklasporphyrit und Glas aus demselben Gesteine. Vergrösserung 14 : 1.

Fig. 5. Fragmente von feldspathreichen Andesiten aus demselben Gesteine. Vergrösserung 28 : 1.

Fig. 6. Tuff aus der Gegend südwestlich von der Kirche Kalvola. Vergrösserung 14 : 1.

Verlag von Alf. Hölder, k. u. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien, Rothenthurmstr. 15.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien, I., Augustinerstrasse 12.

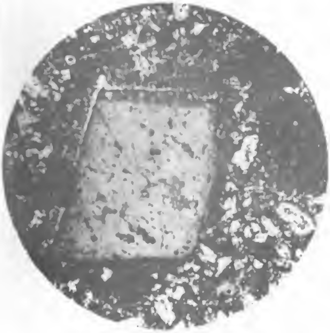
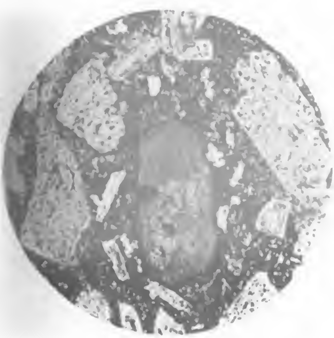
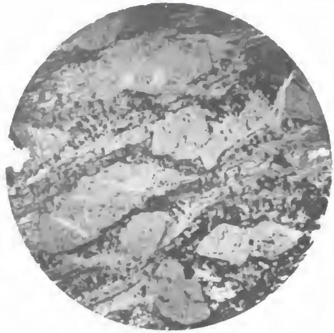

Fig. 1


Fig. 2


Fig. 3


Fig. 4

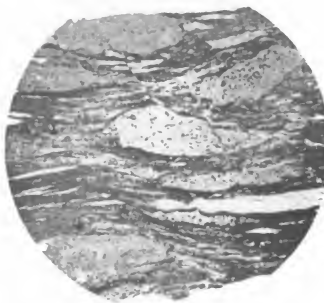

Fig. 5


Fig. 6

F. Schmidt, wissenschaftl. photogr. I.
Karlsruhe (Baden).



Fig. 1

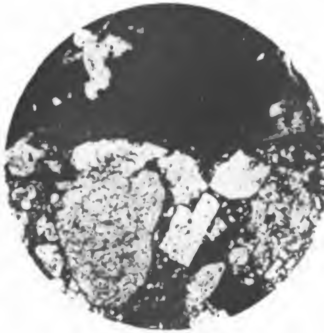


Fig. 4

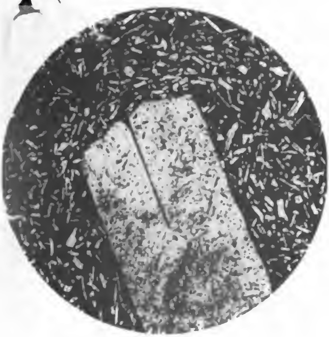


Fig. 2

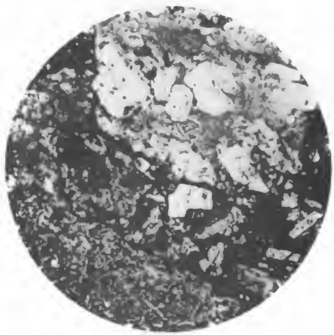


Fig. 5

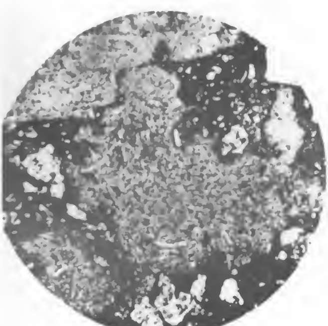


Fig. 3

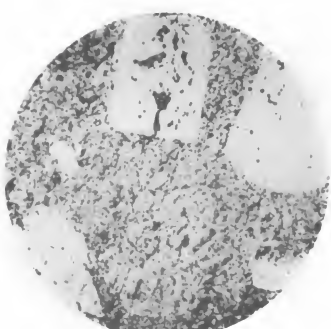


Fig. 6

P. Schmidt, wissenschaftl. photogr. Inst.
Karlsruhe (Baden).